



**TIAGO MIGUEL
ESTEVES CARDOSO**

**ESTRUTURA DA TERMINAÇÃO SUDESTE DO
SINCLINAL DE PORTO-SÁTÃO (ZONA CENTRO
IBÉRICA)**



**TIAGO MIGUEL
ESTEVES CARDOSO**

**ESTRUTURA DA TERMINAÇÃO SUDESTE DO
SINCLINAL DE PORTO-SÁTÃO (ZONA CENTRO
IBÉRICA)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica da Doutora Beatriz Valle Aguado, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro e da Doutora Maria do Rosário Mascarenhas de Almeida Azevedo, Professora Associada do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Dedico este trabalho à minha família, em particular aos meus pais e irmã

O júri

Presidente

Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha de Almeida
Professor Associado da Universidade de Aveiro

Professora Doutora Maria dos Anjos Marques Ribeiro
Professora Associada da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Professora Doutora Beatriz Valle Aguado
Professora Associada da Universidade de Aveiro

agradecimentos

Tendo sido este trabalho realizado ao longo de tanto tempo e com um esforço sôfrego são muitas as pessoas a quem gostaria de agradecer.

Em primeiro lugar à minha família, que sempre me encorajaram mesmo quando parecia que este trabalho não teria fim e que o meu abandono dele parecia certo. Sempre se interessaram por um tema que nada lhes dizia, só pelo fato de ser eu a trabalhar nele.

Em segundo lugar um especial agradecimento às professoras Beatriz Valle Aguado e Maria do Rosário que apesar de tudo sempre me ajudaram e ensinaram, com uma paciência e devoção que nunca esperaria da parte de ninguém. Também o professor Jorge Medina e John Nolan merecem especial agradecimento, pela ajuda em campo e tempo dedicado ao ensino e discussão do tema deste trabalho entre outros.

Aos professores tanto do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro como do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Ao engenheiro João que durante as saídas de campo me levou a pensar na problemática em questão, obrigando um contínuo esforço interpretativo da região de estudo.

E por fim, a todos os colegas e amigos, Portugueses, Brasileiros, e de outras nacionalidades, que ao longo do meu percurso académico, tornaram mais interessante esta vida e os estudos

palavras-chave

Sinclinal Porto-Sátão, Zona de Cisalhamento Douro-Beira, Bacias Carboníferas, Zona Centro Ibérica

resumo

O presente trabalho diz respeito à terminação sudeste do Sinclinal Porto-Sátão, localizado na Zona Centro Ibérica, sendo esta zona constituída por sequências sedimentares de idades Neoproterozóicas/Câmblicas, Ordovícicas e possivelmente Silúricas, deformadas e metamorfizadas durante a primeira fase de deformação Varisca (D_1). Posteriormente, durante a terceira fase de deformação Varisca (D_3), a atuação da Zona de Cisalhamento Douro-Beira levou à abertura de bacias intramontanhosas, onde ocorreu a deposição de conglomerados, grauvaques e pelitos, de idade Carbonífera (Vestefaliano/Estefaniano).

O Sinclinal é interrompido na zona de estudo pelo Granito de Cota-Viseu (306 ± 4 Ma), sendo igualmente intruído em parte pelo Granito de Vila Nova de Paiva ($307,6 \pm 0,5$). A instalação destes corpos graníticos levou a um metamorfismo de contato, afetando toda a zona de estudo, gerando andaluzites e cloritóides nas litologias mais pelíticas, e corneanas nos locais mais próximos dos corpos.

A análise dos dados recolhidos em campo levou a uma redefinição da cartografia prévia proposta para esta zona por outros autores, em particular das litologias de idade Caradociana/Silúrica e Carbonífera.

keywords

Porto-Sátão Syncline, Douro-Beira Shear Zone, Carboniferous Basins, Central Iberian Zone

abstract

The present work is related to the southeastern termination of the Porto-Sátão Syncline, located in the Central Iberian Zone, being this zone constituted by sedimentary sequences of ages Neoproterozoic/Cambrian, Ordovician and possibly Silurian, deformed and metamorphized during the first phase of Variscan deformation (D_1). Later, during the third phase of Variscan deformation (D_3), the movement of the Douro-Beira Shear Zone led to the opening of intramountainous basins, where the deposition of conglomerates, greywackes and pelites, with Carboniferous (Westphalian/Stephanian) ages. The Synclinal is broken up in the study area by the Cota-Viseu Granite (306 ± 4 Ma) and is also partly intruded by the Vila Nova de Paiva Granite ($307,6 \pm 0,5$). The installation of these granite bodies led to a contact metamorphism, affecting the whole study area, generating andalusite and chloritoid in the more pelitic lithologies, as well as hornfels in the places closest to the bodies.

The analysis of the data collected in the field led to a redefinition of the previous cartography proposed for this area by other authors, specifically of the lithologies of Caradoc/Silurian and carboniferous age.

ÍNDICE GERAL

	PÁG.
CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	1
I.1 – Objetivos do Trabalho.....	3
I.2 – Localização geográfica da área de estudo.....	4
I.3 – Metodologia de Trabalho.....	5
I.4 - Estrutura da Dissertação.....	5
CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E TRABALHOS PRÉVIOS	7
II.1 – O Maciço Ibérico.....	10
II.2 – A Zona Centro Ibérica	11
II.2.1 – Estratigrafia	12
II.2.2 – Evolução tectono-metamórfica e magmatismo granítico.....	14
II.3 - O Sinclinal Porto-Sátão.....	17
II.4. O Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (SCDB) e a Zona de Cisalhamento Douro-Beira (ZCDB)	20
CAPÍTULO III: GEOLOGIA DE CAMPO	23
III.1: Introdução	25
III.2. Neoproterozóico / Câmbrio Inferior.....	30
III.3. Formações do Ordovícico e Silúrico (?).....	35
III.3.1. Quartzitos do Arenigiano.....	35
III.3.2. Pelitos do Lanvirniano.....	36
III.3.3. Unidade siliciclástica / pelítica do Caradociano ou Silúrico.....	39
III.4. A sedimentação detrítica do Carbonífero Superior.....	42
CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA	49
IV.1: Introdução	51
IV.2. Neoproterozóico / Câmbrio Inferior: o Complexo Xisto-Grauváquico.....	51
IV.3. Formações do Ordovícico e Silúrico (?).....	54
IV.3.1. Quartzitos do Arenigiano.....	54
IV.3.2. Metapelitos do Lanvirniano.....	55
IV.3.3. Unidade siliciclástica / pelítica do Caradociano ou Silúrico.....	57
IV.4. O Carbonífero.....	60
CAPÍTULO V: CONCLUSÕES.....	63
BIBLIOGRAFIA.....	69

ANEXOS

Anexo I.....	I
Anexo II.....	III
Anexo III.....	V

ÍNDICE DE FIGURAS

	PÁG.
CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	
Figura I.1. Localização geográfica da área em estudo e numeração das cartas topográficas na escala 1:25000.....	4
CAPÍTULO II: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E TRABALHOS PRÉVIOS	
Figura II.1. (a) Traçado das cadeias Caledónica e Varisca no supercontinente Pangeia. (b) Distribuição dos terrenos variscos na Europa. Extraído de Vera (2004).	9
Figura II.2. Unidades morfoestruturais da Península Ibérica com a localização aproximada da zona estudada (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1979 e Vera, 2004).....	10
Figura II.3. Subdivisão do Maciço Ibérico com a localização aproximada da área estudada indicada (rectângulo cinzento). Modificado de Pérez Estaún <i>et al.</i> , 2004.	11
Figura II.4. Domínios do autóctone centro-ibérico segundo Martínez Catalán <i>et al.</i> (2004). Extraído de Dias <i>et al.</i> (2006).	12
Figura II.5. Limite entre os dois domínios do CXG, Grupo do Douro (a norte) e Grupo das Beiras (a sul). O limite entre os dois domínios é representado pela linha a tracejada (extraído de Bernardo de Sousa, 1983). O retângulo vermelho indica a localização da região em estudo.	13
Figura II.6. Representação esquemática da evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco (modificado de Dias e Ribeiro, 1995).	15
Figura II.7. Afloramentos do Ordovícico nas dobras de primeira fase de deformação no sector português da Zona Centro-Ibérica. Extraído de Dias <i>et al.</i> (2006).	16
Figura II.8. Mapa geológico simplificado com a distribuição dos granitóides variscos sin-D3 e tardi-pós-D3 no centro-norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2013). O retângulo a nordeste de Viseu indica a localização da região em estudo.	17
Figura II.9. Mapa geológico simplificado mostrando a relação espacial entre o Sinclinal de Porto-Sátão e os sinclinais de Marofa e Tamames, assim como a localização das principais zonas de cisalhamento regionais. O retângulo sinaliza a zona de estudo. Baseado em Valle Aguado <i>et al.</i> (2000), Martínez Poyatos <i>et al.</i> (2004) e Rodríguez-Fernández (2004).	18
Figura II.10. Primeiro mapa de detalhe do extremo SE do Sinclinal de Porto-Sátão (região de Queiriga). Redesenhado a partir de Teixeira <i>et al.</i> (1942).....	19
Figura II.11. Domínios extensionais e contracionais desenvolvidos numa zona de cisalhamento esquerda (extraído de Fossen, 2010).	21
Figura II.12. Corte geológico na Bacia Carbonífera do Douro (sector noroeste do Sinclinal de Porto-Sátão) ilustrando a estrutura atual da bacia. Note-se que os contactos do Carbonífero com as formações do Paleozóico inferior são através de falhas inversas. Extraído de Pinto de Jesus (2001).	21

CAPÍTULO III: GEOLOGIA DE CAMPO

Figura III.1A. Mapa geológico da zona de estudo. Os segmentos A-B, C-D e E-F indicam a localização dos cortes geológicos da figura II.1B. O esquema do extremo inferior esquerdo abrange uma área algo maior e mostra a Zona de Cisalhamento de Douro Beira (ZCDB) e a localização das isógradas do metamorfismo regional. bt: biotite, st: estauroilite, sil+kfs: silimanite + feldspato potássico.	27/28
Figura III.1B. Cortes geológicos no Sinclinal de Porto-Sátão.	29
Figura III.2. Camadas de metapelitos e metagrauvaques do CXG. Ponto TCA 64.	31
Figura III.3. Estratificação do CXG marcada pela alternância de níveis quartzíticos, de cor clara, e pelíticos, de cor cinzento. Ponto TCA 70.....	31
Figura III.4. Aspeto dos metaconglomerados intercalados no CXG. Ponto TCA 1....	31
Figura III.5. Porfiroblastos de quiazolite em rochas do CXG. Estes minerais resultam do metamorfismo de contacto. Ponto TCA 62.	31
Figura III.6. Porfiroblastos de cordierite no CXG. As cordierites, do metamorfismo de contacto, são muito abundantes e bem desenvolvidas nos metapelitos (cor escura) e mais raras nos metagrauvaques. Ponto TCA 70.	31
Figura III.7. Estruturas sin-sedimentares, sismitos (?), no CXG. Note-se que a deformação só está presente nos estratos do centro da imagem. Ponto TCA 74....	31
Figura III.8. Orientação da xistosidade principal nas rochas do CXG a nordeste e a sudoeste do Sinclinal de Porto-Sátão na área de estudo. Desenhado a partir de Schermerhorn (1956) e Sousa <i>et al.</i> (2014).	32
Figura III.9. Contacto discordante entre o CXG e os conglomerados do Carbonífero Superior. Ponto TCA 74.	33
Figura III.10. Discordância subhorizontal entre o CXG (em primeiro plano, com os estratos verticais) e os conglomerados carboníferos (na zona superior da imagem). Ponto TCA 71.	33
Figura III.11. Contacto entre o CXG (à esquerda) e os quartzitos da base do Ordovícico (à direita). Ponto TCA 80.	33
Figura III.12. CXG na faixa milonítica do bordo sul do sinclinal. (a) Dobra D ₃ com detalhe para a fragmentação incipiente num dos flancos. (b) e (c) Dobras D ₃ fragmentadas. Nos fragmentos de charneiras a xistosidade de plano axial é uma S ₃ . (d) e (e) Outros aspetos da milonitização das rochas do CXG. Ponto TCA 76.....	34
Figura III.13. Quartzito do Arenigiano com estratificação vertical. Ponto TCA 93....	35
Figura III.14. Crista quartzítica no sector SE do sinclinal. Ponto TCA 93.....	35
Figura III.15. Níveis pelíticos perto da base da formação do Arenigiano. Notar a cor cinzento-azulada dos metapelitos em contraste com a cor acastanhada dos quartzitos. Ponto TCA 2.	36
Figura III.16. Zona de transição entre o Arenigiano e o Lanvirniano, onde as camadas de metapelitos são mais espessas do que as camadas de quartzitos. Ponto TCA 2.	36
Figura III.17. Clivagem espaçada em quartzito da formação do Quartzito Armoricano. Ponto TCA 93.	36

Figura III.18. Tipos litológicos do Lanvirniano. (a) Metapelitos (Ponto TCA 53). (b) metagrauvaques (Ponto TCA 89).	37
Figura III.19. Metamorfismo de contacto nos metapelitos do Lanvirniano. (a) Porfiroblastos de andaluzite distribuídos aleatoriamente na rocha. (b) Secções basais de cristais de andaluzite, variedade quiastolite, com as com as inclusões em forma de cruz. Ponto TCA 94.	37
Figura III.20. Estruturas S-C nos metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 78. O azimute dos planos C é 140° e a inclinação 90°	38
Figura III.21. Veios de quartzo de exsudação boudinados. A xistosidade é a S_3 . Metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 77.	38
Figura III.22. Quartzo de exsudação em charneira de dobra D_3 . Metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 78.	38
Figura III.23. Quartzitos da base da formação do Caradociano / Silúrico. (a) Afloramento dos quartzitos formando uma pequena crista. Ponto TCA 89. (b) Pormenor dos quartzitos de cor cinzento-escura. Ponto TCA 34.....	39
Figura III.24. Aspeto “bandado” típico das camadas de metagrauvaques e metapelitos do Caradociano / Silúrico. (a) Afloramento no ponto TCA 20. (b) Afloramento no ponto TCA 89.	40
Figura III.25. Camadas de metagrauvaques boudinadas paralelamente à foliação. Notar em alguns níveis pelíticos a presença de lentículas isoladas de metagrauvaques, restos de uma camada boudinada. Ponto TCA 20.....	40
Figura III.26. Icnofósseis do tipo Skolithos nas rochas do Caradociano / Silúrico em secções transversais (a) e em secções longitudinais (b). Ponto TCA 20.....	41
Figura III.27. Rochas do Caradociano / Silúrico afectadas por metamorfismo de contacto. (a) Porfiroblastos de andaluzite nos metapelitos (ponto TCA 84). (b) Corneana nas proximidades do contacto com granito de Cota-Viseu (ponto TCA 38).	41
Figura III.28. Aspetos das dobras de 3ª fase nas rochas do Cardociano / Silúrico. As dobras afetam a $S_0 + S_1$. Ponto TCA 20.	42
Figura III.29. Conglomerados do Carbonífero Superior. (a) Conglomerado polimíctico, clasto-suportado. O fragmento anguloso, grande, à direita do martelo é um clasto de metagrauvaque do CXG. Ponto TCA 21. (b) Conglomerado oligomíctico (composto por clastos de quartzito) clasto-suportado. Ponto TCA 13. (c) e (d) Conglomerados polimícticos matriz-suportados. Notar a xistosidade da matriz que rodeia os clastos achatados e alongados. Ponto TCA 19.....	44
Figura III.30. Conglomerado com domínios heterogéneos em termos de proporções relativas clastos / matriz. Ponto TCA 77.	44
Figura III.31. (a) Aspeto da matriz detrítica grosseira de um conglomerado. Ponto TCA 13. (b) Conglomerados polimíctico com bastantes clastos arredondados. Alguns dos clastos são de granito. Ponto TCA 76.	45
Figura III.32. Conglomerado com grandes clastos angulosos de quartzitos. Ponto TCA 71.	45
Figura III.33. Clastos, possivelmente provenientes da unidade caradociana / silúrica, com a S_1 microdobrada e atravessada pela S_3 . (a) Ponto TCA 75. (b) Ponto TCA 19.	45

Figura III.34. Grauvaques e conglomerados do Carbonífero Superior. Nas duas imagens a estratificação inclina para o lado direito (NE). (a) Contacto brusco entre as duas litologias (grauvaques onde está o martelo, ponto TCA 58). (b) Passagem gradual entre conglomerados e grauvaques. No extremo direito da fotografia nota-se a presença de pelitos. Ponto TCA 59.	46
Figura III.35. Pelitos do Carbonífero Superior. (a) Aspeto dos pelitos em afloramento, com a xistosidade bem marcada (Ponto TCA 86). (b) A presença de matéria orgânica é uma das características distintivas destes pelitos. (ponto TCA 92).	46
Figura III.36. (a) Clastos dispersos no seio dos pelitos (ponto TCA 21). (b) Fóssil vegetal, possivelmente Calamites(?), ponto TCA 77.....	47

CAPÍTULO IV: PETROGRAFIA

Figura IV.1. Mapa geológico da zona de estudo com a localização dos pontos onde foram recolhidas as amostras que foram analisadas microscopicamente.....	52
Figura IV.2. Aspeto microscópico dos metapelitos e metagrauvaques (zonas claras) do CXG. Nicóis paralelos. Amostra TCA 77G.....	53
Figura IV.3. Pequenos prismas de cloritóide (Cld), oblíquos à xistosidade. Notar a maior abundância na parte mais pelítica. Nicóis paralelos. Amostra TCA 77G.....	53
Figura IV.4. Contacto metagrauvaque/metapelito em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Os tons acastanhados na foto da esquerda devem-se à oxidação dos opacos. Amostra TCA 77G. Chl: clorite, Cld: cloritóide.....	53
Figura IV.5. Aspeto típico dos metagrauvaques do CXG. Nicóis paralelos do lado esquerdo e nicóis cruzados do lado direito. Amostra TCA 77G.....	54
Figura IV.6. Porfiroblasto de andaluzite. As inclusões formam a cruz típica da variedade quistolite. Nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Amostra TCA 62A.....	54
Figura IV.7: Aspeto geral dos quartzitos do Arenigiano (amostra TCA 80). (a), (b) Quartzito, muito puro, em nicóis paralelos e cruzados, respetivamente. (c) outro aspeto da mesma amostra onde a presença de alguma mica branca define a xistosidade.	55
Figura IV.8. Metapelito do lanvirniano com textura lepidoblástica. Nicóis cruzados. Amostra TCA 78B.	56
Figura IV.9. Quartzo policristalino, com forma lenticular no seio do metapelito. Nicóis cruzados. Amostra TCA 78B.	56
Figura IV.10. Metapelito de transição para os metagrauvaques do topo do Lanvirniano. Nicóis paralelos. Amostra TCA 78A.....	56
Figura IV.11: Porfiroblasto de andaluzite com S_i crenulada mas menos que a xistosidade da matriz, indicando relações sincinemáticas com o dobramento (D_3). Nicóis paralelos. Amostra TCA 53A.	56
Figura IV.12. Metagrauvaques com variações na proporção de matriz pelítica. Cristais de turmalina ocorrem nas zonas mais ricas em micas. Nicóis paralelos. Amostra TCA 85.	57

Figura IV.13. Detalhe dos metagrauvaques da foto anterior. Nicóis paralelos. Amostra TCA 85. Tur: turmalina.	57
Figura IV.14. Microdobras D_3 que afetam a S_1 dos metapelitos do Lanvirniano. Nicóis paralelos. Amostra TCA 53A.	57
Figura IV.15. Xistosidade de crenulação S_3 . Nicóis paralelos. Amostra TCA 6.	57
Figura IV.16. Aspeto geral dos grauvaques do Caradociano / Silúrico. Nicóis paralelos. Amostra TCA 57.	58
Figura IV.17. Aspeto geral dos metapelitos caradocianos / silúricos. A S_1 encontra-se ligeiramente crenulada. Nicóis paralelos. Amostra TCA 82b.....	58
Figura IV.18. Metapelito com cristais de quiastolite e de cloritóide do metamorfismo de contacto dispostos aleatoriamente numa matriz muito rica em minerais opacos. Nicóis paralelos. Amostra TCA 73A.....	59
Figura IV.19. Alternância de metapelitos e metagrauvaques. Os porfiroblastos de quiastolite ocorrem nos níveis pelíticos. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20A.	59
Figura IV.20. Porfiroblastos de andaluzite (quiastolite) pós- D_3 . A S_1 da andaluzite é igual à $S_e=S_3$. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20B.....	59
Figura IV.21. Cristais de andaluzite (alterada) e de cloritóide. Nicóis paralelos. Amostra. TCA 20B.....	59
Figura IV.22. Corneana pelítica do Caradociano / Silúrico. Nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Amostra TCA 37.	59
Figura IV.23. Microdobras D_3 . No centro da imagem é possível ver uma camada grauvaçoide boudinada. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20C.	60
Figura IV.24. Xistosidade S_3 e arcos poligonais que mimetizam os vestígios da S_1 . Amostra TCA 82A.....	60
Figura IV.25. Aspeto geral da matriz dos conglomerados. Na parte inferior da imagem, um clasto de quartzo policristalino. Nicóis cruzados. Amostra TCA 77E...	61
Figura IV.26. Vários tipos de clastos nos conglomerados do Carbonífero. Os cristais de cloritóide (Cld) são do metamorfismo de contacto. Nicóis paralelos. Amostra TCA 74B.....	61
Figura IV.27. Clasto de metagrauvaque. Nicóis paralelos. Amostra TCA 74B.....	61
Figura IV. 28. Clasto de quartzito contornado pela xistosidade da matriz do conglomerado. Nicóis paralelos. Amostra 86B.	61
Figura IV.29. Aspeto dos metapelitos da formação carbonífera. Nicóis paralelos Amostra TCA 86A.....	61
Figura IV.30. Metapelitos da formação carbonífera com clastos dispersos Nicóis cruzados. Amostra TCA 77D.....	61
Figura IV.31. Clasto de quartzito no seio de pelito carbonífero. Nicóis cruzados. Amostra TCA 77D.....	62
Figura IV.32. Clasto de metassedimento com uma xistosidade anterior à da matriz, crenulada pela D_3 . Nicóis paralelos. Amostra TCA 77D.	62
Figura IV.33. Cristais de cloritóide em conglomerado. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita). Amostra TCA 74B.	62
Figura IV.34. Dois aspetos das quiastolites do metamorfismo de contacto em pelitos do Carbonífero. Nicóis paralelos. Amostra TCA 86A	62

CAPÍTULO V: CONCLUSÕES

Figura V.1. Corte geológico transversal ao Sinclinal de Porto Sátão mostrando a sua atual estrutura. Para a localização do corte ver a figura III.1.....	66
--	----

ANEXOS

Figura AI.1. Tabela cronoestratigráfica do Ordovícico. Retirado de Bergström <i>et al.</i> , 2009.	I
Figura AI.2. Tabela cronoestratigráfica do Carbonífero. Retirado de Heckel e Clayton, 2006.	II
Anexo II: Mapa geológico com a localização dos pontos visitados.....	III

ÍNDICE DE TABELAS

ANEXOS

Anexo III: Coordenadas (WGS84) dos pontos visitados.....	V
--	---

Capítulo I: Introdução

Capítulo I: Introdução

A presente dissertação destina-se à obtenção do grau de mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos (2º Ciclo de Estudos) conferido pelas Universidades de Aveiro e do Porto e tem como principal objetivo o estudo das rochas metassedimentares da região de Viseu, na zona de Sátão – Queiriga.

Do ponto de vista geológico, a região faz parte do soco pré-mesozoico da Península Ibérica, sendo constituída por metassedimentos com idades compreendidas entre o Proterozoico Superior-Câmbrico e o Carbonífero que, no final da Orogenia Varisca, foram intruídos por abundantes corpos de rochas graníticas. Com base na cartografia publicada e nos trabalhos prévios levados a cabo na área por diversos autores, foram realizados o trabalho de campo e a caracterização macro- e microscópica das principais unidades litoestratigráficas e, por fim, produzido um mapa geológico na escala 1:25 000.

I.1. Objetivos do Trabalho

Para a realização deste trabalho definiram-se os seguintes objetivos principais:

- Levar a cabo o reconhecimento geológico da área com base na cartografia existente.
- Identificar a extensão dos afloramentos das rochas carboníferas e compreender as relações tectono-estratigráficas com as formações adjacentes.
- Recolher amostras e obter dados estruturais das unidades metassedimentares cartografadas.
- Realizar o estudo petrográfico das amostras recolhidas, complementando os dados obtidos no campo, dando especial atenção às litologias carboníferas.
- Identificar e caracterizar as estruturas produzidas durante as fases de deformação varisca.
- Elaborar um mapa geológico em suporte *ArcGis* com a síntese dos dados obtidos.
- Propor um modelo explicativo para a evolução tectónica do Sinclinal de Porto-Sátão e das bacias carboníferas no sector estudado.

I.2. Localização geográfica da área de estudo

A zona estudada localiza-se no centro-norte de Portugal, na província da Beira Alta, concelho de Viseu, a nordeste da cidade de Viseu (Fig. I.1). Ocupa uma superfície de aproximadamente 26 km² e é abrangida pelas folhas números 167 (Calde) e 168 (Queiriga) da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25.000, publicada pelo Instituto Geográfico do Exército.

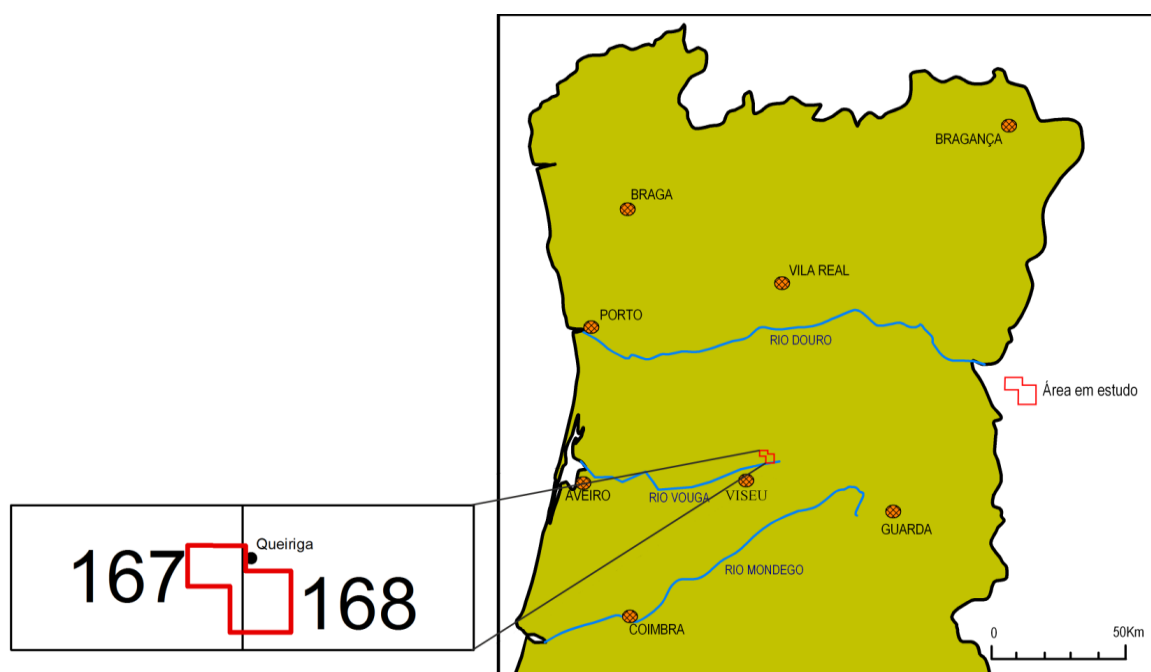


Figura I.1: Localização geográfica da área em estudo e numeração das cartas topográficas na escala 1:25000.

Do ponto de vista topográfico, trata-se de uma região sem mudanças bruscas de declive, drenada pelo rio Vouga e seus afluentes. Os pontos de cota mais elevada, o vértice geodésico do Facho (734 m), a antiga casa florestal de Alto do Homem (724 m) e o vértice geodésico das Antas (702 m), situam-se nas unidades do Paleozoico, alinhados segundo a orientação geral NO-SE do Sinclinal de Porto-Sátão.

A área de estudo pode ser acedida a partir de Aveiro através da A25 até Vila Chã do Monte, onde se apanha o IP5 para, em Travessós de Baixo, mudar para a N229. Chegados à zona Industrial de Sátão, segue-se pela estrada N329 donde partem várias estradas municipais e caminhos florestais que permitem o acesso com um carro, ou com um veículo todo-terreno, a praticamente toda a zona.

Partindo da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, o trajeto faz-se através da autoestrada A1 até Albergaria-a-Velha onde entronca com a A25. A partir de aí, o trajeto é idêntico ao já descrito.

I.3. Metodologia de trabalho

A investigação realizada decorreu no Departamento de Geociências da UA, com o apoio logístico para o trabalho do campo do jeep da instituição. Foi desenvolvida de acordo com uma metodologia que incluiu as seguintes etapas:

- Pesquisa bibliográfica, com a finalidade inicial de recolher toda a informação disponível sobre a zona de estudo e, posteriormente, com o objetivo de interpretar e comparar os dados obtidos com aqueles descritos na bibliografia.
- Observação e análise de fotografias aéreas e de imagens de satélite quer durante a preparação prévia às saídas de campo, quer nas fases mais avançadas, aquando a preparação do mapa de síntese e de integração dos dados.
- Trabalho de campo, incluindo o reconhecimento das várias unidades litológicas descritas na bibliografia, a caracterização macroscópica dos metassedimentos, a obtenção de dados estruturais nas rochas metamórficas, o estabelecimento das relações de contacto entre as diferentes unidades litoestratigráficas, a recolha de amostras para estudos petrográficos e, ainda, o registo de fotografias.
- Trabalho laboratorial, que consistiu no estudo petrográfico de lâminas delgadas. Nesta fase, para além de levar a cabo a identificação das paragénese minerais e a descrição textural das diferentes litologias amostradas, teve-se particular atenção à análise microestrutural das amostras recolhidas, tendo em vista o reconhecimento dos efeitos da deformação polifásica varisca nas rochas do Paleozoico. O estudo petrográfico visou também uma melhor caracterização dos clastos dos conglomerados das unidades carboníferas.
- Tratamento e interpretação de dados, incluindo a compilação de todos os dados, a preparação de um mapa geológico em suporte *ArcGis*, a realização de cortes geológicos e a discussão sobre a formação e evolução das bacias carboníferas nas fases finais da orogenia varisca.

I.4. Estrutura da Dissertação

A presente dissertação é dividida em 5 capítulos e contém 3 anexos:

- **Capítulo I: Introdução**
O presente capítulo, onde se faz a apresentação da dissertação, dos seus objetivos e da metodologia utilizada.
- **Capítulo II: Enquadramento geológico e trabalhos prévios**
Onde são descritos os traços gerais da geologia da área estudada no contexto mais amplo da Zona Centro-Ibérica e se faz referência aos trabalhos de outros autores, realizados na região e nas zonas adjacentes, sobretudo no Sinclinal Porto-Sátão.

- **Capítulo III: Geologia de Campo**

Mostra os dados obtidos durante a etapa de campo. Aqui é apresentado o mapa geológico produzido, são descritas as unidades lito-estratigráficas presentes assim como os efeitos das diferentes fases de deformação varisca que afetaram a área.

- **Capítulo IV: Petrografia**

Contém a descrição petrográfica detalhada, acompanhada de microfotografias, das diferentes unidades paleozoicas.

- **Capítulo V: Conclusões**

Onde são apresentadas as conclusões principais deste trabalho.

- **Referências Bibliográficas**

Capítulo II: Enquadramento Geológico e Trabalhos Prévios

Capítulo II: Enquadramento Geológico

A génese das rochas metamórficas e graníticas que ocorrem na região em estudo está intimamente ligada à formação da Cadeia Varisca (ou Cadeia Hercínica). O levantamento desta cadeia de montanhas durante o Paleozóico Superior resultou da colisão de vários fragmentos continentais que acabou por culminar na criação do supercontinente Pangeia (Fig. II.1a). Presentemente, os afloramentos da Cadeia Varisca europeia encontram-se dispersos, em maciços separados entre si por áreas de sedimentos meso-cenozóicos ou pelos atuais domínios oceânicos (Fig. II.1b). De todos eles, o Maciço Ibérico é o mais extenso e o que proporciona um corte transversal mais contínuo e completo da Cadeia Varisca.

Na primeira parte deste capítulo descrevem-se sumariamente as características gerais do Maciço Ibérico, em particular as da Zona Centro-Ibérica (ZCI), onde se localiza a região estudada. Na segunda parte, dá-se especial atenção ao Sinclinal de Porto-Sátão e faz-se uma síntese dos trabalhos prévios na área de Sátão e zonas adjacentes.

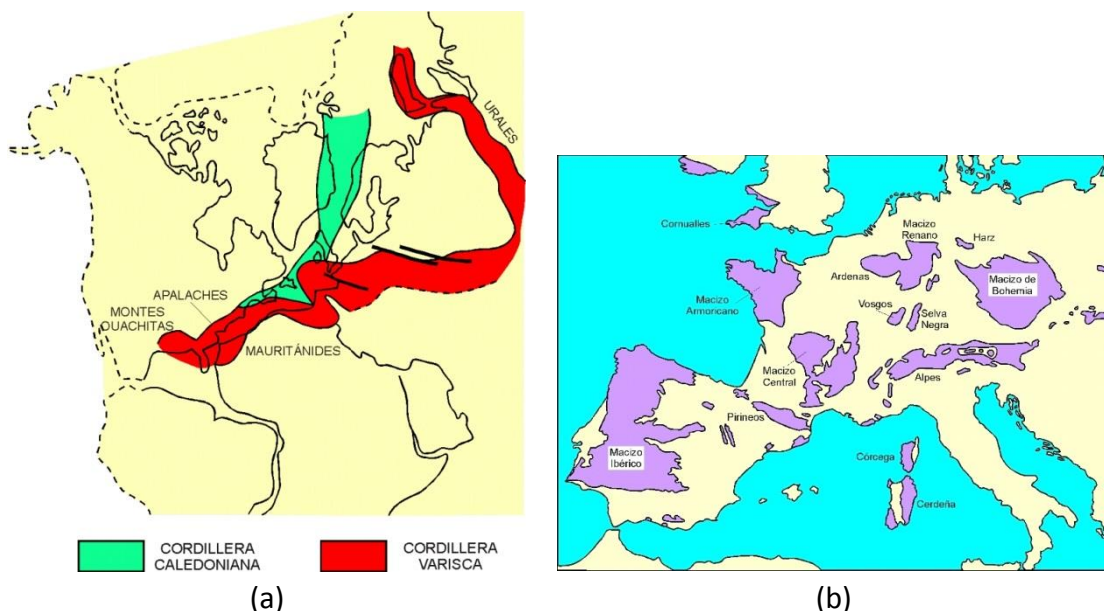


Figura II.1: (a) Traçado das cadeias Caledónica e Varisca no supercontinente Pangeia. (b) Distribuição dos terrenos variscos na Europa. Extraído de Vera (2004).

II.1. O Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico, também designado Maciço Hespérico, constitui o núcleo rígido ou soco da Península. É formado por rochas de idades compreendidas entre o Proterozóico Superior e o Carbonífero que sofreram deformação e metamorfismo e, ainda, foram intruídas por corpos graníticos durante a orogenia Varisca. Ocupa a maior parte da metade ocidental da Península Ibérica, limitado a oriente com os materiais mesozóicos e cenozóicos que constituem a sua cobertura. Nos limites SE e NE do Maciço Ibérico, situam-se, respetivamente, as cadeias alpinas da Cordilheira Bética e dos montes Cantábricos e Pirinéus, onde afloram também alguns retalhos do soco (Fig. II.2).

Em Portugal, entre os afloramentos do Maciço Ibérico e o Oceano Atlântico interpõem-se os materiais da cobertura meso-cenozóica das Orlas Ocidental e Meridional e os sedimentos da bacia cenozóica do Tejo e Sado.

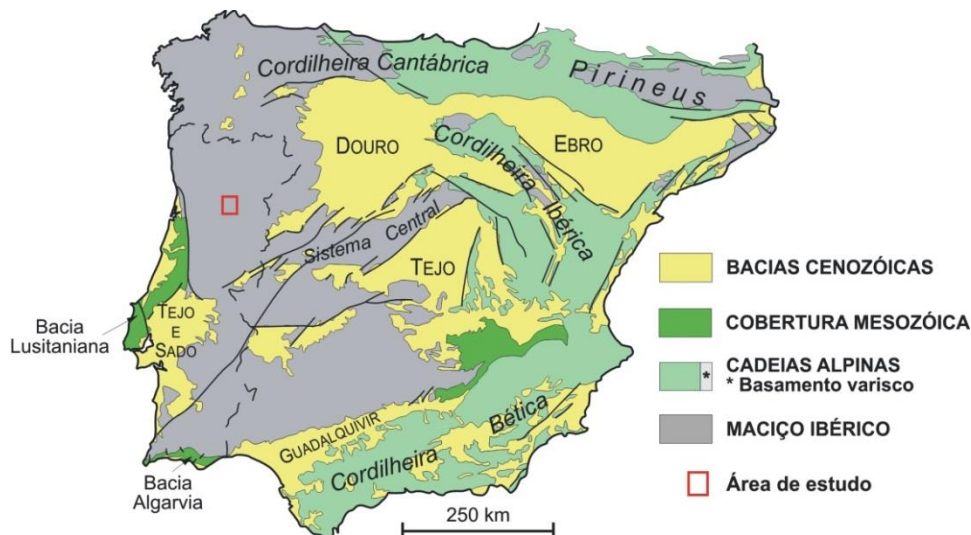


Figura II.2: Unidades morfoestruturais da Península Ibérica com a localização aproximada da zona estudada (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1979 e Vera, 2004).

Tendo em conta as variações nas características estratigráficas, tectono-metamórficas e magmáticas, são considerados dentro do Maciço Ibérico vários sectores ou zonas (Fig. II.3): Zona Cantábrica, Zona Astúrico-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, Zona de Galiza-Trás-os-Montes, Zona de Ossa Morena e Zona Sul-Portuguesa (Julivert *et al.*, 1974; Pérez Estaún *et al.*, 2004).

As zonas Cantábrica e Sul Portuguesa correspondem aos domínios mais externos do segmento ibérico da cordilheira varisca, onde a presença de grandes extensões de sequências paleozóicas mais modernas contrasta com os materiais mais antigos (Paleozóico Inferior e núcleos precâmbrios) que predominam nas outras zonas do Maciço. Verifica-se ainda, em linhas muito gerais, um aumento do

metamorfismo e do plutonismo das zonas externas para os domínios internos do orógeno (Julivert *et al.*, 1972; Ribeiro *et al.*, 1979). É precisamente numa das zonas internas, na Centro-Ibérica, onde se localiza a região objeto deste estudo.

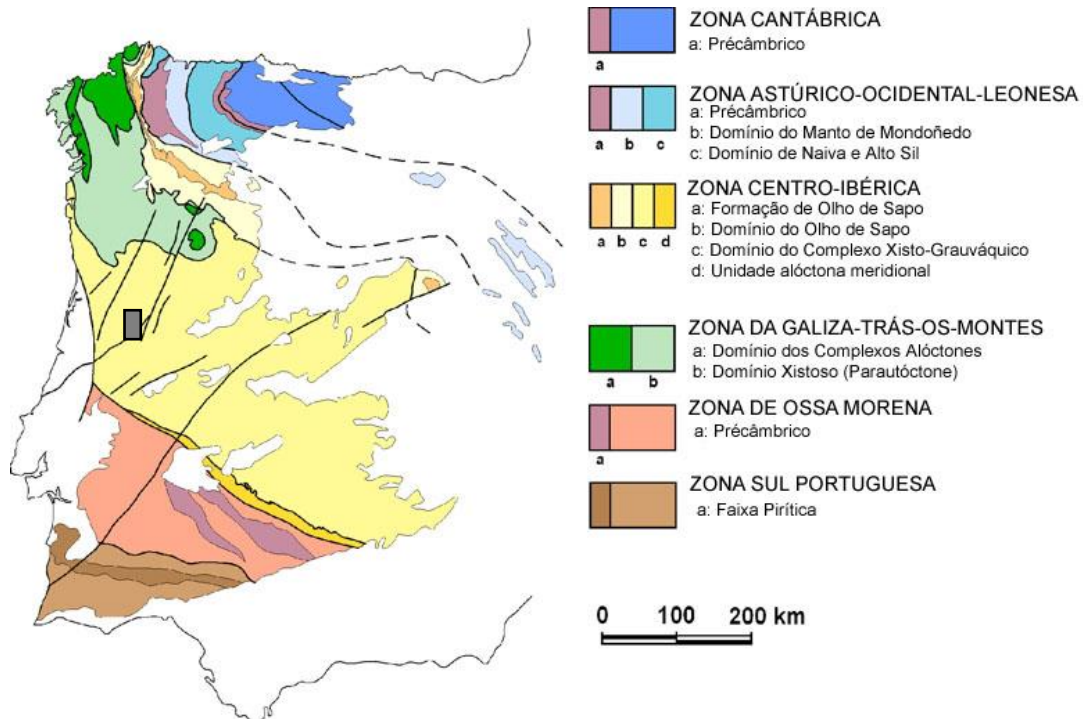


Figura II.3: Subdivisão do Maciço Ibérico com a localização aproximada da área estudada indicada (rectângulo cinzento). Modificado de Pérez Estaún *et al.*, 2004.

II.2. A Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica (ZCI), localizada na parte central do Maciço Ibérico, ocupa os terrenos autóctones do cavalgamento basal do Domínio dos Complexos Alóctones (Fig. II.3). Martínez Catalán *et al.* (2004) situam o seu limite com a Zona Astúrico-Occidental-Leonesa na falha de Vivero, enquanto o Cisalhamento de Badajoz-Córdoba é proposto como fronteira sul, com a Zona de Ossa-Morena, em vários trabalhos de síntese sobre a geologia de Ibéria (Ábalos *et al.*, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2004; Dias *et al.*, 2013a).

Do ponto de vista estratigráfico, a ZCI caracteriza-se pela predominância de rochas do Neoproterozóico - Câmbrio Inferior, ausência de sequências bem datadas do Câmbrio Médio e Superior e pela presença de um Ordovício Inferior discordante e com carácter transgressivo sobre os terrenos do Precâmbrio-Câmbrio (Julivert *et al.*, 1974; Díez Balda *et al.*, 1990; Rodríguez Alonso *et al.*, 2004). Tendo em conta a natureza das rochas subjacentes às sequências do Ordovício Inferior, são considerados três sectores diferentes, designados, de norte a sul (Fig. III.4): (1)

Domínio do Olho-de-Sapo, onde as rochas pré-ordovícicas estão representadas por gnaisses glandulares de composição félsica; (2) Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, que ocupa a maior parte da ZCI, onde uma espessa sequência pelítico-arenosa aflora em amplos sectores, em posição estratigráfica inferior à base do Ordovícico e (3) Domínio Meridional, a sudoeste do batólito de Los Pedroches, onde as sequências de idade neoproterozóica-câmbrica mostram fortes afinidades com as rochas da Zona da Ossa Morena.

A região em estudo situa-se no Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, pelo que de seguida serão sintetizadas as suas principais características estratigráficas, tectono-metamórficas e magmáticas.



Figura II.4: Domínios do autóctone centro-ibérico segundo Martínez Catalán *et al.* (2004). Extraído de Dias *et al.* (2006).

II.2.1. Estratigrafia

As formações ante-ordovícicas do designado Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955) são constituídas por uma potente sequência siliciclástica com características turbidíticas. Em termos litológicos, o CXG é constituído essencialmente por metapelitos e metagrauwaques que incluem algumas intercalações de níveis de metaconglomerados e rochas carbonatadas.

A idade do CXG não é conhecida com exatidão, devido à ausência generalizada de microfósseis. Admite-se atualmente que as unidades inferiores possam corresponder ao Precâmbrico Superior e as unidades superiores ao Câmbrico Inferior (Bernardo de Sousa, 1983, 1984; Díez Balda *et al.*, 1990; San José *et al.*, 1990), o que é apoiado por dados de microfósseis, icnofósseis e idades isotópicas U-Pb em zircões detríticos (Rodríguez Alonso *et al.*, 2004)

Em Portugal, Bernardo de Sousa (1983) subdividiu o CXG que aflora no território nacional em dois grandes grupos, que representariam domínios paleogeográficos distintos: o Grupo do Douro a norte do alinhamento Tondela-Manteigas-Sabugal e o Grupo das Beiras a sul (Fig. II.5).

Em linhas gerais, o Grupo das Beiras é formado por um conjunto rítmico de grande espessura (6 a 7 km) onde se identificam três unidades principais. Na unidade mais antiga predominam os grauvaques, na intermédia grauvaques e pelitos ocorrem em proporções semelhantes e na unidade do topo abundam as litologias pelíticas entre as quais se intercalam alguns níveis lenticulares de conglomerados (Oliveira *et al.*, 1992). O Grupo do Douro é mais heterogéneo, com unidades arenítico-pelíticas na base, contendo intercalações de pelitos com magnetite, seguidas de calcários e conglomerados e, no topo, com termos onde as rochas detríticas, grauvaques e conglomerados, se tornam progressivamente mais abundantes. A diferença no regime sedimentar nos dois domínios é interpretada por alguns autores como indicativa de que a sedimentação terá ocorrido em duas sub-bacias independentes, em que a sub-bacia do Douro corresponderia a um semi-graben associado ao abatimento do bloco nordeste de um acidente NW-SE, hoje ocupado por rochas graníticas, ao longo da zona de Porto-Viseu-Guarda (Coke, 2000; Dias *et al.* 2006).

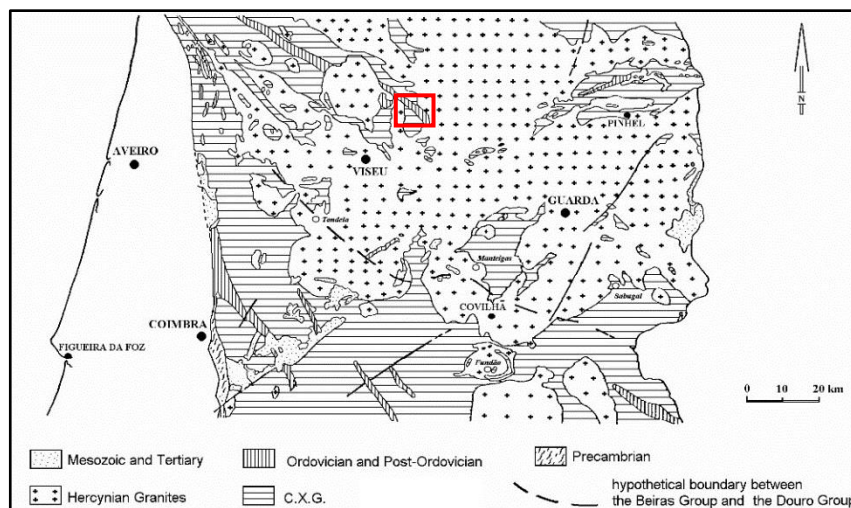


Figura II.5: Limite entre os dois domínios do CXG, Grupo do Douro (a norte) e Grupo das Beiras (a sul). O limite entre os dois domínios é representado pela linha a tracejada (extraído de Bernardo de Sousa, 1983). O retângulo vermelho indica a localização da região em estudo.

Sobre o Complexo Xisto-Grauváquico assentam em discordância angular os materiais do Ordovícico. A base da sequência ordovícica encontra-se marcada pelas camadas de rochas detríticas (conglomerados, arenitos e alguns pelitos) de cor avermelhada, consideradas do Tremadociano. Esta unidade pode estar ausente e a série ordovícica começa em muitos locais com as espessas bancadas da Formação do Quartzito Armoricano de idade Arenigiana (Floiano/Dapingiano), ricas em icnofósseis *Cruziana* e *Skolithus*.

O Ordovícico Médio é constituído por sedimentos predominantemente pelíticos, com alguma intercalação arenítica, do Lanvirniano–Landeiliano (hoje designados por Darriwiliano). Tratam-se de rochas muito fossilíferas, com mais de 250 espécies identificadas de trilobites, braquiópodes, moluscos, ostracodes, equinodermes e graptólitos (Romano, 1982; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). O Ordovício superior tem uma maior diversidade litológica: arenitos e pelitos do Caradociano (Sandbiano) calcários do Ashgiliano Inferior (Katiano) e depósitos glaciomarinheiros do Ashgiliano Superior (Hirnantiano). Associam-se ainda ao Ordovícico Superior algumas manifestações vulcânicas básicas e ácidas, bem representadas no Buçaco e Vimioso (as primeiras) e na Serra Morena Oriental (as de carácter félsico) (Julivert *et al.*, 1974).

A transição do Ordovícico para o Silúrico é marcada por uma lacuna estratigráfica de extensão variável. A ocorrência de fenómenos erosivos associados aos eventos glacio-eustáticos do final do Ordovícico, em conjunto com a instabilidade tectónica verificada, faz com que em alguns casos, o Silúrico chegue a repousar directamente sobre o Quartzito Armoricano (Ordovícico Inferior) (Julivert *et al.*, 1974; Gutiérrez Marco *et al.* 1990; Robardet *et al.*, 1990). Embora com relativamente pouca expressão, o Silúrico é bastante uniforme na ZCI, ocupando geralmente o núcleo de muitos sinclinais. A principal litofácia do Silúrico na ZCI são xistos negros com graptólitos (Robardet *et al.*, 1990).

O Devónico está mal representado e na sua maioria é constituído por depósitos terrígenos (arenitos e pelitos), pertencentes ao Devónico Inferior, que foram preservados nos núcleos de alguns sinclinais. A ausência generalizada do Devónico Médio e a sedimentação do tipo *flysh* durante o Devónico Superior refletem o controlo estrutural sobre a sedimentação resultante do início da Orogenia Varisca (Robardet e Gutiérrez Marco, 1990).

A sedimentação carbonífera ocorre paralelamente ao desenvolvimento da Orogenia Varisca, dando-se em condições sin- e pós-orogénicas (Julivert, 1983). No setor português da Zona Centro-Ibérica, o Carbonífero é de fácies continental e está conservado em bacias límnicas intra-montanhasas, de que são exemplos as bacias Dúrico-Beirã e do Buçaco, marginadas por acidentes tectónicos importantes (Ribeiro *et al.*, 1979; Sousa e Wagner, 1983). Na Bacia Dúrico-Beirã estão conservados materiais do Vestefaliano e do Estefaniano (Kasimoviano e Gzeliano) representados por conglomerados, arenitos, pelitos com fósseis vegetais e carvões, enquanto no Buçaco litologias semelhantes são datadas do Estefaniano, podendo atingir a base do Pérmico (Wagner e Sousa, 1983).

II.2.2. Evolução tectono-metamórfica e magmatismo granítico

A estrutura da ZCI resulta essencialmente da deformação associada à Orogenia Varisca, estando fracamente representadas as estruturas relacionadas com episódios

de deformação mais antigos (Díez Balda *et al.*, 1990). Entre estes últimos, cabe destacar a chamada “fase de deformação Sarda” (Lotze, 1956) responsável, na ausência de metamorfismo, pela discordância entre o CXG e o Ordovícico Inferior.

A evolução tectónica varisca inclui três fases principais de deformação dúctil que se desenvolvem desde o Devónico Médio até ao Estefaniano (Gzeliano) (Ribeiro *et al.*, 1979; Díez Balda *et al.*, 1990; Dias e Ribeiro, 1995; Martínez Catalán *et al.*, 2004) (Fig. II.6).

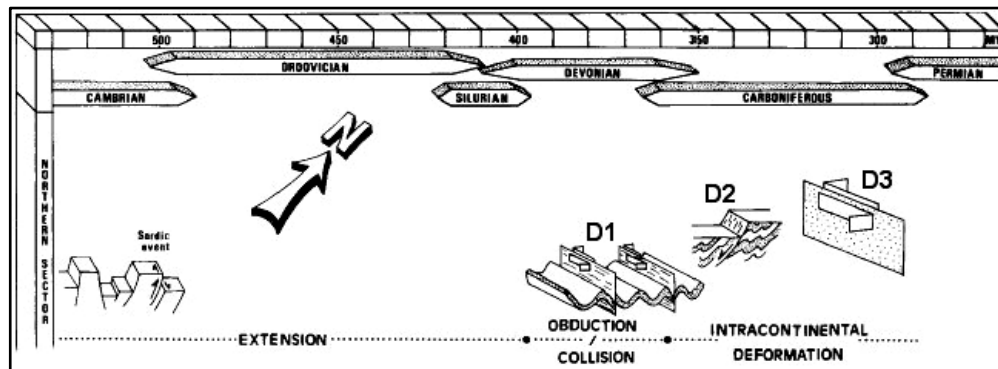


Figura II.6: Representação esquemática da evolução estrutural da ZCI durante o ciclo varisco (modificado de Dias e Ribeiro, 1995).

A primeira fase de deformação (D_1), datada com ≈ 360 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997), ocorre durante a compressão e espessamento crustal que tem lugar no início da orogenia. Afeta toda a sequência sedimentar pré-carbonífera e as suas estruturas estão bem representadas em toda a ZCI através de dobras e xistosidade de plano axial S_1 , orientadas de NW-SE a E-W. A variação sistemática no sentido do pendore das superfícies axiais desenha uma “flower structure” de grande escala (Ribeiro *et al.*, 1990b; Ribeiro, 2013). Com efeito, no sector norte da ZCI, a vergência das superfícies axiais é para NE, no sector sul é para SW e na zona axial da mega-estrutura, na região compreendida entre o Anticlinal de Valongo e a Serra do Marão, a superfície axial é subvertical. As dobras D_1 de escala quilométrica são bem visíveis nos mapas regionais da Península Ibérica ou de Portugal continental pela ocorrência de sinclinais estreitos onde se encontram preservadas as sequências ordovícicas e silúricas e, nalguns casos, níveis paleozóicos ainda mais recentes (Fig. II.7).

As estruturas da segunda fase de deformação varisca (D_2) têm uma expressão muito mais limitada e estão associadas a zonas de cisalhamento dúctil sub-horizontais que evidenciam um carácter extensional em amplos sectores da ZCI (Díez Balda *et al.*, 1990, 1995; Valle Aguado, 1992; Escuder Viruete, *et al.* 2004; Valle Aguado *et al.*, 2005; Martínez Catalán *et al.*, 2014; Díez Fernández e Pereira, 2016). Os acidentes desenvolvem-se em domínios metamórficos de grau médio a alto e geram crenulações e xistosidade S_2 nos metassedimentos afetados. A informação geocronológica

existente permite datar este evento de extensão intra-orogénica em torno aos 330 Ma (Escuder Viruete *et al.*, 2004; Valle Aguado *et al.*, 2007; Castiñeiras *et al.*, 2008).

A terceira fase (D_3) ocorre num regime de transcorrência onde se desenvolvem ou reativam zonas de cisalhamento dúcteis verticais, com movimentação direita e esquerda, que dão origem a dobras de plano axial vertical, por vezes associadas a uma xistosidade de crenulação S_3 (Díez Balda *et al.* 1990; Dias *et al.*, 2013b). Tendo em conta as idades isotópicas obtidas em granitóides sin-tectónicos, admite-se para a D_3 uma idade compreendida entre os 320 e os 300 Ma (Ferreira *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 1998; Valle Aguado *et al.*, 2005, Azevedo e Valle Aguado, 2013).

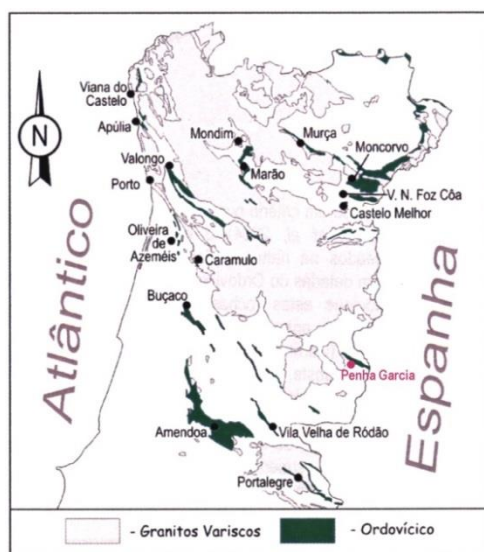


Figura II.7: Afloramentos do Ordovício nas dobras de primeira fase de deformação no sector português da Zona Centro-Ibérica. Extraído de Dias *et al.* (2006).

Finalmente, os tempos tardi-variscos estão marcados pelo desenvolvimento de fraturas segundo dois sistemas conjugados: um sistema direito com direção NNW-SSE a NW-SE e um sistema esquerdo, mais desenvolvido, com direção NNE-SSW a ENE-WSW (Ribeiro *et al.*, 1979; Pereira *et al.* 1993).

Em paralelo com a deformação dúctil das três fases principais, o metamorfismo regional varisco mostra em diversos domínios da ZCI uma evolução prógrada sin- D_1 num regime de pressão intermédia (tipo Barroviano), refletindo o espessamento da crosta durante esta fase de deformação, que transita, através do evento de descompressão sin- D_2 , para o metamorfismo de baixa pressão vigente durante a terceira fase de deformação (Valle Aguado *et al.*, 1993, 2005; Escuder Viruete *et al.*, 2004, Díez Fernández *et al.*, 2016). O pico metamórfico e a migmatização de níveis médios da crosta ocorre na D_2 , embora as condições para a fusão parcial parecem ter prevalecido durante D_3 .

A atividade magmática associada ao processo orogénico encontra-se representada através de numerosas e extensas áreas de rochas graníticas (Fig. II.8). A

intrusão da maioria dos corpos graníticos ocorreu relativamente tarde na evolução do orógeno e está geralmente ligada à terceira fase de deformação. Tendo em conta as relações temporais com esta fase, Ferreira *et al.* (1987) distinguem dois grupos principais de granitóides: sin-cinemáticos (granitóides sin-D₃) e tardi- a pós-cinemáticos (granitóides tardi-pós-D₃).

No grupo dos granitóides sin-D₃ predominam os granitos de duas micas, mas ocorrem também intrusões menores de granodioritos e granitos biotíticos. Todos eles foram afetados com maior ou menor intensidade pela terceira fase de deformação e as idades isotópicas disponíveis situam a idade da intrusão entre ≈320 e ≈305 Ma (e.g., Dias *et al.* 1998; Bea, 2004; Valle Aguado *et al.*, 2005; Azevedo e Valle Aguado, 2013; Díaz Alvarado *et al.*, 2013).

Os granitóides tardi-pós-D₃ são intrusivos nos plutões sin-D₃ e cortam as estruturas regionais. O grupo inclui maioritariamente plutões de granodioritos e granitos biotíticos, frequentemente associados a rochas ígneas máficas e intermédias. As idades isotópicas U-Pb indicam que a instalação destes corpos ocorreu no intervalo entre ≈305 e ≈290 Ma (e.g., Dias *et al.* 1998; Bea, 2004; Valle Aguado *et al.*, 2005; Fernández-Suarez *et al.*, 2011; Azevedo e Valle Aguado, 2013; Díaz Alvarado *et al.*, 2013).

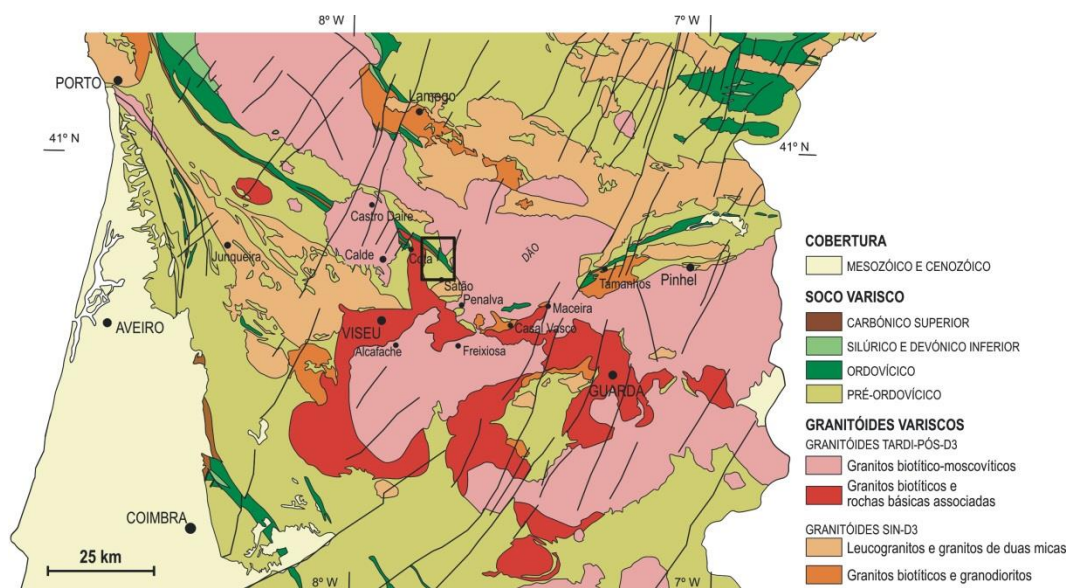


Figura II.8: Mapa geológico simplificado com a distribuição dos granitóides variscos sin-D₃ e tardi-pós-D₃ no centro-norte de Portugal (extraído de Azevedo e Valle Aguado, 2013). O retângulo a nordeste de Viseu indica a localização da região em estudo.

II.3. O Sinclinal Porto-Sátão

O Sinclinal Porto-Sátão é uma macroestrutura na ZCI que com uma direcção geral NW-SE, estende-se ao longo de 120 km desde Apúlia (norte do Porto) até Sátão

(zona de Viseu), com a única interrupção do Maciço Granítico de Castro Daire nas proximidades da sua terminação SE. De acordo com vários autores é resultado, essencialmente, da primeira fase de deformação varisca (D_1) e representa o prolongamento ocidental de dois sinclinais: o de Tamames, em Espanha, também orientado NW-SE e o de Marofa, já em território português, mas com uma direcção ENE-WNW. A mudança de orientação da estrutura no sector português deve-se à actuação da Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo (Iglesias e Ribeiro, 1981; Macedo e Bernardo de Sousa, 1983; Fernández e Pereira, 2016) (Fig. II.9).

Do ponto de vista estratigráfico, no sinclinal estão representadas rochas com idades compreendidas entre o Ordovícico e o Carbonífero, encontrando-se a nordeste e a sudeste da estrutura os terrenos do Precâmbrico superior/Câmbrico inferior, pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico. As formações ordovícicas, em especial as do Ordovícico inferior, estão presentes ao longo de todo o sinclinal, enquanto as unidades do Silúrico e do Devónico ocorrem apenas a noroeste, na região de Valongo (Medeiros *et al.*, 1981), embora pequenas manchas de Silúrico tenham sido identificadas a oeste de Castro Daire e representadas na carta geológica nº 13-D, escala 1:50000 (Pereira, 2006). O Carbonífero superior ocorre em faixas estreitas e descontínuas, onde as rochas, datadas do Vestefaliano e Estefaniano estão intensamente tectonizadas por efeito do Cisalhamento de Douro-Beira (e.g., Domingos *et al.*, 1983, Valle Aguado, 1992).

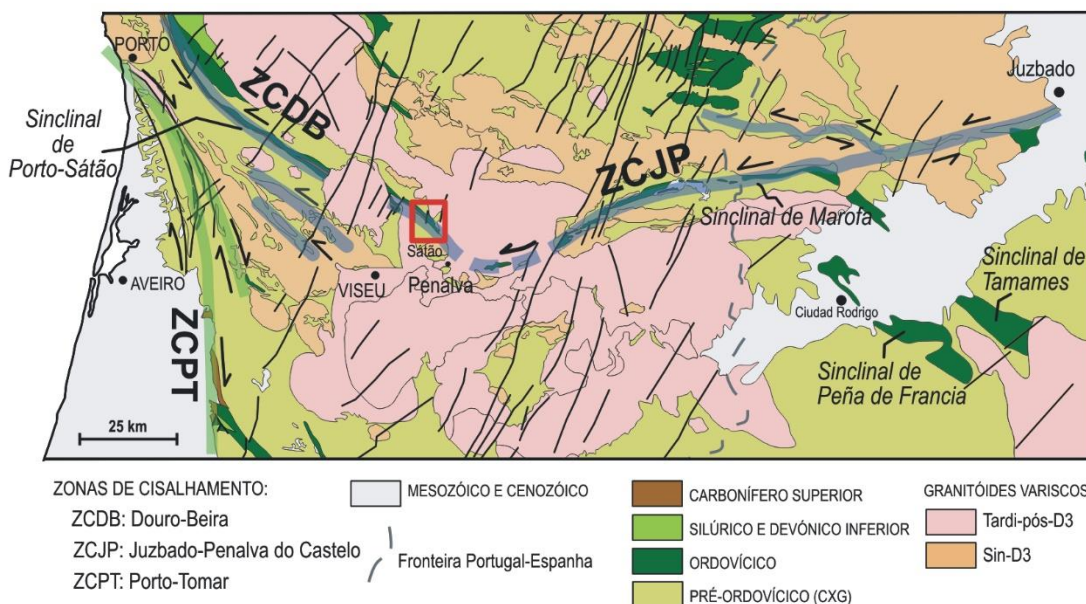


Figura II.9: Mapa geológico simplificado mostrando a relação espacial entre o Sinclinal de Porto-Sátão e os sinclinais de Marofa e Tamames, assim como a localização das principais zonas de cisalhamento regionais. O retângulo sinaliza a zona de estudo. Baseado em Valle Aguado *et al.* (2000), Martínez Poyatos *et al.* (2004) e Rodríguez-Fernández (2004).

De todo o sinclinal, é a zona de Valongo a que tem sido objecto de um maior número de estudos, sobre tudo de carácter paleontológico, estratigráfico e estrutural. No século XIX, os trabalhos de Sharpe (1834, 1849) apresentam as primeiras descrições geológicas da região e Nery Delgado, em 1908, descreve pormenorizadamente a estratigrafia e paleontologia do Silúrico desta zona. Mais tarde, Carrington da Costa (1931) leva a cabo um trabalho de síntese sobre o Paleozóico de Portugal, onde faz referência ao conteúdo fossilífero do Devónico. Já na segunda metade do século XX, são publicados os trabalhos de Romariz (1969), sobre os graptólitos do Silúrico, e os de Romano e Diggens (1974) e de Romano (1982) sobre a estratigrafia das sequências ordovícicas na região de Valongo. A flora carbonífera foi estudada por Lemos de Sousa e Wagner (1983) e, também nos anos 80, Domingos *et al.* (1983) e Pinto de Jesus (1987, 2003) propuseram modelos de evolução estrutural para explicar a configuração actual da bacia carbonífera do Douro.

No extremo SE, o metamorfismo de contacto associado aos granitóides tardi-variscos que afeta as sequências paleozóicas do sinclinal dificulta o seu estudo estratigráfico e paleontológico. Contudo, são vários os trabalhos que podem ser encontrados na literatura geológica sobre o sector em causa. Cabe destacar o primeiro mapa de detalhe realizado em 1942 por Teixeira *et al.* (Fig. II.10), assim como a cartografia e o texto de Schermerhorn sobre a região de Castro Daire, publicados em 1956. De referir ainda a investigação levada a cabo na região de Queiriga por Rodrigues (1997), onde este autor apresenta uma estratigrafia das unidades litológicas do sinclinal com diferenças significativas relativamente à previamente estabelecida.

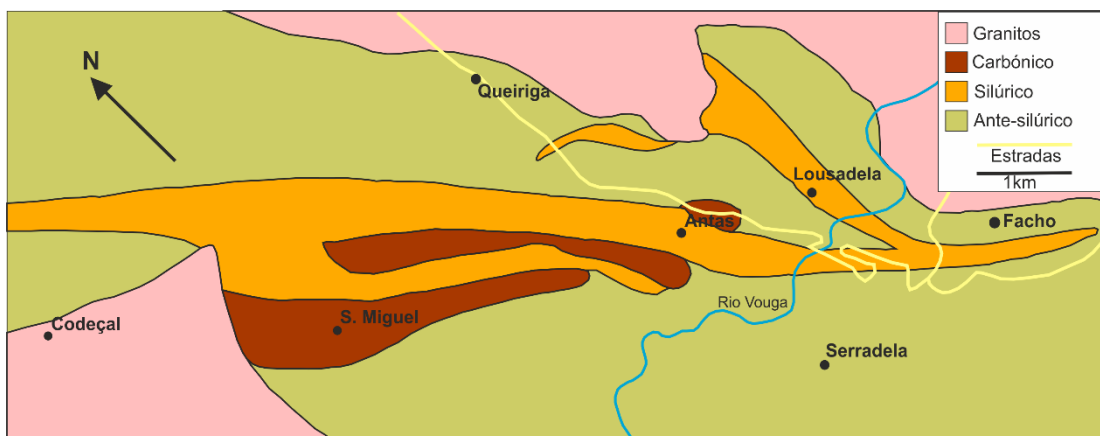


Figura II.10: Primeiro mapa de detalhe do extremo SE do Sinclinal de Porto-Sátão (região de Queiriga). Redesenhado a partir de Teixeira *et al.* (1942).

Do ponto de vista paleontológico, a parte SE do sinclinal é bastante pobre no seu conteúdo fossilífero, em comparação com outros locais na ZCI. Teixeira *et al.* (1942) descrevem fósseis na sequência ordovícica que apontam para uma idade do Landeiliano/Lanviriano: *Ilænus giganteu* Burm, *Calymene Tristani* Brongn, *Asaphus*

sp., *Bellerophon* sp. e *Orthis* sp. (Teixeira *et al.*, 1942). Schermerhorn (1956), também refere a ocorrência de trilobites, braquiópodes e crinóides nas rochas do ordovícico e Rodrigues (1997) reporta um fóssil do género *Placoparia*. Este autor refere ainda a existência de fósseis (parte de uma trilobite e icnofósseis *Skolithos*) que permitiriam atribuir uma idade silúrica a algumas litologias. Às unidades carboníferas deste sector tem sido atribuída uma idade estefaniana (Lemos de Sousa e Wagner, 1981) ou do Vestefaliano/Estefaniano (Rodrigues, 1997), embora se reconheça que a datação poderá não ser muito precisa, atendendo à escassez e estado de conservação dos fósseis vegetais encontrados.

II.4. O Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (SCDB) e a Zona de Cisalhamento Douro-Beira (ZCDB)

A designação de “Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão” refere-se ao conjunto dos afloramentos do Carbonífero superior que, em faixas estreitas e descontínuas, ocorrem ao longo do Sinclinal de Porto-Sátão. Representam os afloramentos do Carbonífero de fácies continental mais setentrionais de Portugal e estão constituídos por conglomerados polimíticos mal calibrados, arcoses, grauvaques e pelitos, contendo intercalações de níveis de carvão. Estes últimos, particularmente bem desenvolvidos no sector noroeste, foram explorados no século passado nas minas de Germunde e São Pedro da Cova. O interesse económico destas formações tem motivado a realização de numerosos estudos detalhados de carácter paleontológico, estratigráfico e estrutural (e.g., Domingos *et al.*, 1983; Eagar, 1983; Lemos de Sousa e Wagner, 1983; Wagner e Lemos de Sousa, 1983; Ribeiro e Lemos de Sousa, 1986; Pinto de Jesus, 1987; Fernandes *et al.*, 1997).

Tendo em conta as suas características, as sequências carboníferas são interpretadas como sedimentos de tipo molasso, acumulados em bacias intra-montanhas fortemente subsidentes (Schermerhorn, 1956; Oen, 1970, Pinto de Jesus, 2001).

A forte deformação que afeta os sedimentos carboníferos deve-se à atuação da Zona de Cisalhamento Douro-Beira (ZCDB), um importante acidente transcorrente, de orientação NW-SE, que acompanha o traçado do sinclinal (Fig. II.9). O acidente funcionou como um cisalhamento esquerdo com componente vertical inversa durante os estádios finais (D_3) da Orogenia Varisca e afetou as formações paleozóicas do sinclinal assim como os metassedimentos do CXG das zonas adjacentes (Valle Aguado *et al.*, 2000, 2005). Segundo estes autores, nas sequências pré-carboníferas, previamente afetadas pela D_1 e D_2 variscas, o cisalhamento gera uma clivagem de crenulação S_3 que se sobrepõe às xistosidades mais antigas (S_1/S_2). Em contraste, nas litologias do carbonífero, posteriores à D_1 e D_2 , a clivagem S_3 representa a primeira foliação tectónica.

Possivelmente, a acumulação dos depósitos carboníferos tenha estado condicionada pela própria ZCDB. Com efeito, o desenvolvimento de domínios de transtensão ao longo do acidente transcorrente permitiria a acumulação dos sedimentos em bacias subsidentes, tipo “pull apart” (Fig. II.11), como sugere Pinto de Jesus (2001, 2003). A forte deformação interna que as rochas apresentam implica a inversão tectónica das bacias durante a evolução do cisalhamento ao longo da D₃ e, em consequência, à delimitação dos afloramentos carboníferos através de falhas inversas em grande parte do Sulco Carbonífero (Pinto de Jesus, 1987, 2001, 2003; Valle Aguado, 1992) (Fig. II.12).

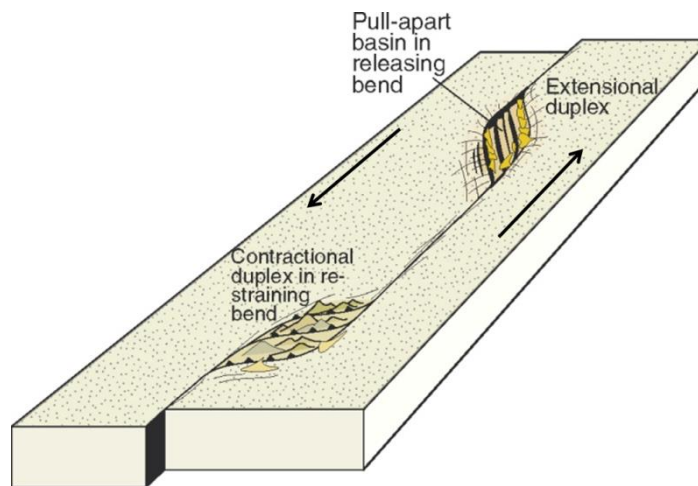


Figura II.11. Domínios extensionais e contracionais desenvolvidos numa zona de cisalhamento esquerda (extraído de Fossen, 2010).

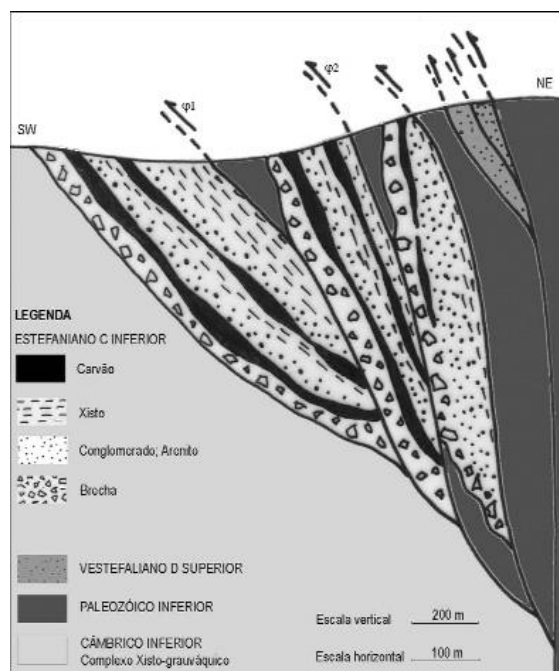


Figura II.12. Corte geológico na Bacia Carbonífera do Douro (sector noroeste do Sinclinal de Porto-Sátão) ilustrando a estrutura actual da bacia. Note-se que os contactos do Carbonífero com as formações do Paleozóico inferior são através de falhas inversas. Extraído de Pinto de Jesus (2001).

Capítulo III: Geología de Campo

Capítulo III: Geologia de Campo

Neste capítulo descrevem-se os aspectos macroscópicos das unidades litoestratigráficas do Sinclinal de Porto-Sátão na sua terminação SE, incluindo a caracterização das suas relações tectonoestratigráficas. Apresenta-se também o mapa elaborado com base nos dados de campo assim como os cortes geológicos, transversais ao sinclinal, que complementam a informação do mapa e permitem uma melhor visualização da estrutura. Para facilitar a comparação deste trabalho com outros previamente efectuados neste mesmo sector, optou-se pela manutenção das antigas designações das unidades cronoestratigráficas presentes na área, em detrimento das propostas pela *International Commission on Stratigraphy* (ICS), actualmente aceites pela *International Union of Geological Sciences* (IUGS). No Anexo I incluíram-se as tabelas de correlação entre as diferentes denominações.

Por outro lado, os Anexos II e III contêm o mapa de pontos com a localização dos afloramentos estudados (Anexo II) e as respectivas coordenadas (Anexo III).

III.1. Introdução

A área estudada é abrangida pelas cartas militares de Portugal números 167 (Calde), 168 (Queiriga), 178 (Viseu) e 179 (Penalva do Castelo), na escala 1:25000. Serviram de base para a investigação que se apresenta a cartografia geológica incluída nos trabalhos de Schermerhorn (1956) (na escala 1:50.000), Valle Aguado (1992) (na escala 1:100.000) e Rodrigues (1997) (na escala 1:12.500), assim como as Cartas Geológicas de Portugal, na escala 1:50.000 de Castro Daire (folha 14-C) (Schermerhorn *et al.*, 1977) e Aguiar da Beira (folha 14-D) (Teixeira *et al.*, 1972).

O mapa que se apresenta na figura III.1A, é o resultado da integração e/ou adaptação da cartografia existente com os dados recolhidos no campo e os obtidos através da análise de fotografias aéreas e de imagens de satélite da região. Os três cortes desenhados na figura III.1B foram elaborados com a escala horizontal igual à do mapa (1:25000) mas com a escala vertical ampliada, para evidenciar melhor as relações estruturais entre as diferentes unidades.

Em termos litoestratigráficos, as formações metassedimentares que ocorrem na zona de estudo podem ser agrupadas em três conjuntos:

- O Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) constituído por metapelitos e metagrauvaques ante-ordovícicos, situados a norte e a sul do Sinclinal de Porto-Sátão;
- A sequência ordovícica, constituída de base para o topo por quartzitos de idade arenigiana, xistos negros do Landeiliano-Lanvirniano e metapelitos e metagrauvaques de possível idade Caradociana ou Silúrica;
- Os sedimentos detríticos do Carbonífero Superior (Vestefaliano/Estefaniano B-C), de fácies continental e tipo molasso, que contactam com a sequência ordovícica/silúrica ou com o CXG.

Todas estas rochas foram afetadas pela deformação durante a Orogenia Varisca. As unidades do CXG e do Paleozóico Inferior foram afetadas pela 1ª fase (D_1) e exibem em toda a região uma xistosidade muito penetrativa S_1 . Na Zona de Cisalhamento de Douro Beira (ZCDB) e nas suas proximidades, a S_1 está dobrada e, por vezes, encontra-se transposta pela formação da xistosidade sub-vertical S_3 , associada à movimentação do acidente. Em contraste, as litologias de idade carbonífera, apenas foram afetadas pela D_3 , que provoca uma S_3 muito penetrativa. Ou seja, enquanto as unidades mais antigas da estrutura sinclinal/ZCDB possuem duas xistosidades (S_1 e S_3), as rochas do Carbonífero apresentam apenas uma única foliação tectónica, a S_3 .

O metamorfismo regional afeta todas as unidades pré-carboníferas (Valle Aguado, *et al.*, 1993). O sinclinal encontra-se na zona da clorite e o grau metamórfico aumenta para norte e para sul, sendo possível encontrar as rochas com maior grau na parte sul da área, onde afloram micaxistos do CXG com estauroilite e, ainda mais a sul, com silimanite e feldspato (Fig. III.1A). Por outro lado, o metamorfismo de contacto associado aos granitos tardi- e pós- D_3 afeta com maior ou menor intensidade todas as unidades litoestratigráficas da região, sendo possível identificar os seus efeitos em praticamente toda a área estudada (Fig. III.1A).

Os granitos que afloram na região são tardi- a pós-tectónicos em relação à D_3 . Os principais corpos são o granito Cota-Viseu no limite oeste da área e o granito de Vila Nova de Paiva situado a nordeste que, datados pelo método U-Pb em zircões, forneceram idades de 306 ± 4 Ma (Azevedo e Valle Aguado, 2013) e $307,6 \pm 0,5$ (Costa, 2011), respetivamente. De dimensões muito mais reduzidas, o granito de Fontainhas ocorre como um pequeno maciço de menos de 1 km de comprimento no extremo SE da área.

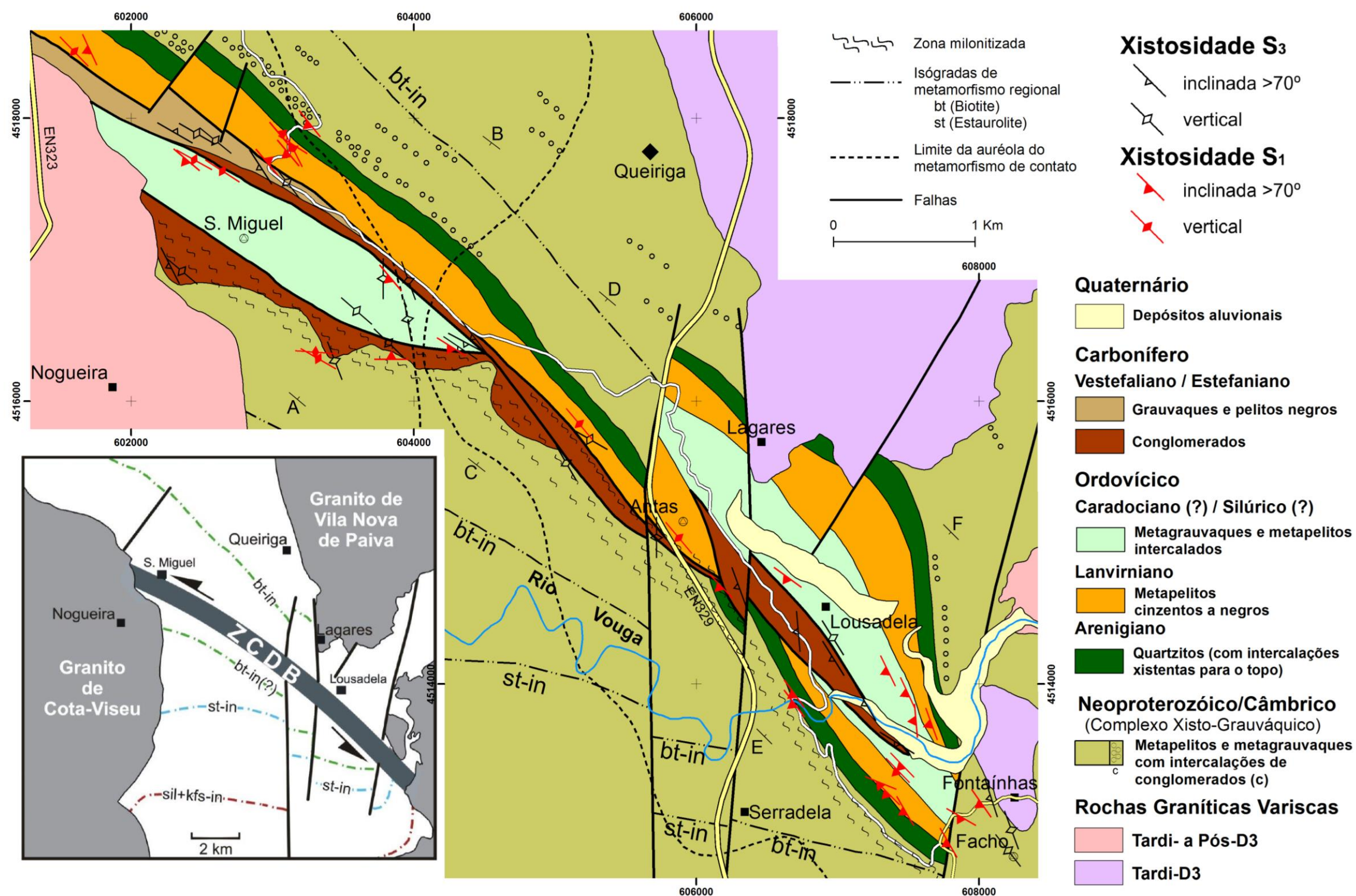


Figura III.1A. Mapa geológico da zona de estudo. Os segmentos A-B, C-D e E-F indicam a localização dos cortes geológicos da figura II.1B. O esquema do extremo inferior esquerdo abrange uma área algo maior e mostra a Zona de Cisalhamento de Douro Beira (ZCDB) e a localização das isógradas do metamorfismo regional. bt: biotite, st: estaurolite, sil+kfs: silimanite + feldspato potássico.

CORTES GEOLÓGICOS

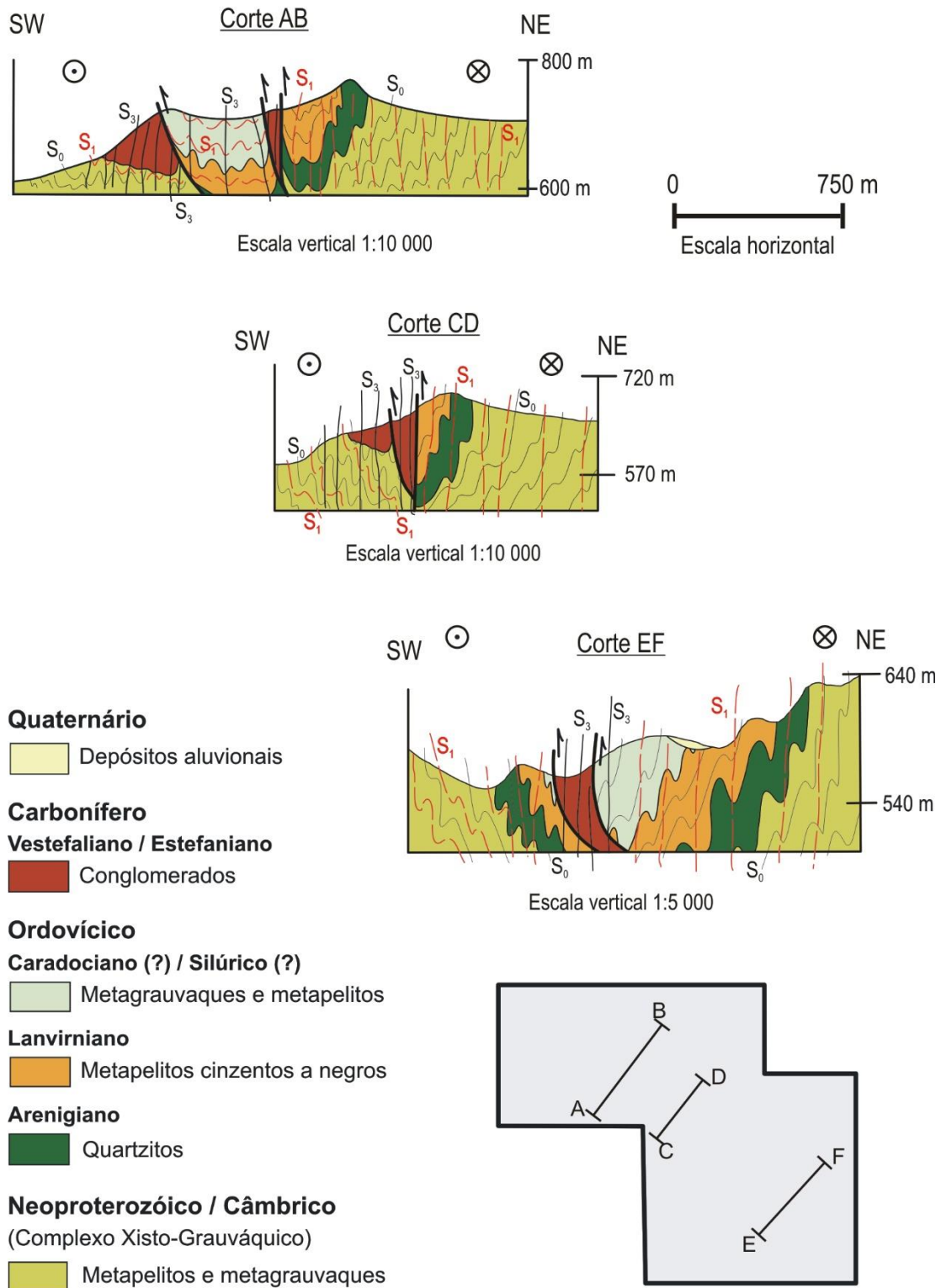


Figura III.1B. Cortes geológicos no Sinclinal de Porto-Sátão.

III.2. Neoproterozóico / Câmbrio Inferior

As rochas de idade neoproterozóica/câmbria na região fazem parte do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), caracterizado pela presença de metapelitos e metagrauvaques dispostos alternadamente em estratos de espessura centimétrica a decimétrica, podendo também estar presentes estreitas camadas de quartzitos (Figs. III.2 e III.3). Para além destas litologias, destaca-se também a ocorrência de metaconglomerados (Fig. III.4), embora apenas a norte do sinclinal, já que a sul estão totalmente ausentes. As observações realizadas no âmbito deste trabalho limitaram-se aos afloramentos do CXG próximos ao Sinclinal de Porto-Sátão e a descrição que se segue é relativa aos aspetos que estas rochas apresentam nesses sectores. Note-se que o metamorfismo regional que as afeta é de baixo grau, correspondente ao da zona da clorite (Fig. II.1A).

As rochas metapelíticas apresentam cores cinzento-claras, cinzento-azuladas ou pretas e um tamanho de grão muito fino, pelo que a identificação dos minerais só é possível com a utilização de lupa de bolso ou ao microscópio petrográfico. O metamorfismo de contacto gera porfiroblastos de quistolite e de cordierite, bastante mais desenvolvidos que a matriz da rocha (Figs. III.5 e III.6).

Os metagrauvaques apresentam-se sempre em bancadas mais possantes, destacando-se dos metapelitos, devido à sua maior resistência à erosão. O tamanho de grão é fino e apresentam uma cor esbranquiçada ou cinzenta muito clara a uma cor bege. A quantidade de matriz varia consideravelmente nestas rochas e quando apresentam pouca matriz e uma elevada percentagem de grãos quartzo podem ser classificadas no campo como quartzitos (Fig. III.3). É neste tipo de litologias que, a cerca de 1300 m a SE do v.g. de São Miguel, foram encontradas algumas estruturas de deformação sin-sedimentar. A que se mostra na figura III.7 poderá corresponder a um “*sismo*”, termo criado por Seilacher (1969) para designar estruturas que resultam da deformação de sedimentos não litificados devido à ocorrência de um sismo e consequente propagação de ondas sísmicas através dos sedimentos.

Os metaconglomerados são clasto-suportados, oligomíticos, constituídos por clastos de quartzo branco arredondados, forma ovóide e com tamanhos que variam entre 6 e 33 mm (Fig. III.4). Os clastos estão achatados, paralelamente à xistosidade S_1 , orientando-se segundo a direção NW-SE. Os afloramentos com este tipo de litologia podem formar cristas com alguns metros de altura que se destacam no terreno, sendo também possíveis de identificar nas fotografias aéreas e imagens de satélite.

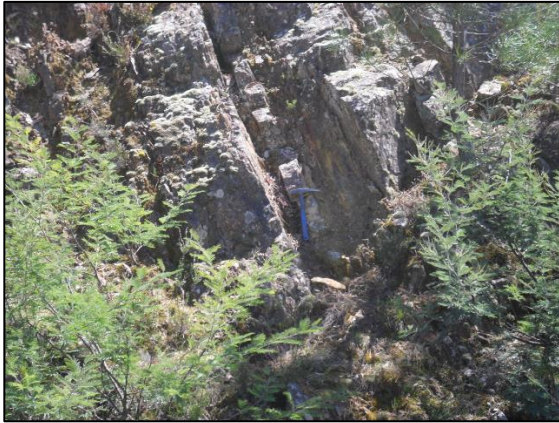


Figura III.2. Camadas de metapelitos e metagrauvaques do CXG. Ponto TCA 64.



Figura III.3. Estratificação do CXG marcada pela alternância de níveis quartzíticos, de cor clara, e pelíticos, de cor cinzento. Ponto TCA 70.



Figura III.4. Aspeto dos metaconglomerados intercalados no CXG. Ponto TCA 1.



Figura III.5. Porfiroblastos de quiazolite em rochas do CXG. Estes minerais resultam do metamorfismo de contacto. Ponto TCA 62.



Figura III.6. Porfiroblastos de cordierite no CXG. As cordierites, do metamorfismo de contacto, são muito abundantes e bem desenvolvidas nos metapelitos (cor escura) e mais raras nos metagrauvaques. Ponto TCA 70.



Figura III.7. Estruturas sin-sedimentares, sismitos (?), no CXG. Note-se que a deformação só está presente nos estratos do centro da imagem. Ponto TCA 74.

Os estratos apresentam-se na vertical ou com pendores elevados ($>70^\circ$), independentemente do sector. A xistosidade presente nas litologias do CXG pode corresponder à S_1 ou à S_3 , dependendo do local. Com efeito, a norte do sinclinal a xistosidade é quase sempre a S_1 , com uma direção constante NW-SE e inclinação de 90° ou próxima deste valor. A sul do sinclinal, nas zonas mais afastadas, a foliação tectónica mais penetrativa é também a S_1 mas com direção variável, devido às dobras D_3 de eixo subvertical que a afetam (Fig. III.8). Nas proximidades do sinclinal, a S_1 sofre uma rotação bastante brusca, em sentido anti-horário, coerente com a cinemática de transcorrência esquerda da ZCDB. Nestes sectores mais próximos do acidente é frequente que a S_1 do CXG esteja transposta e seja a xistosidade S_3 a anisotropia principal das rochas.

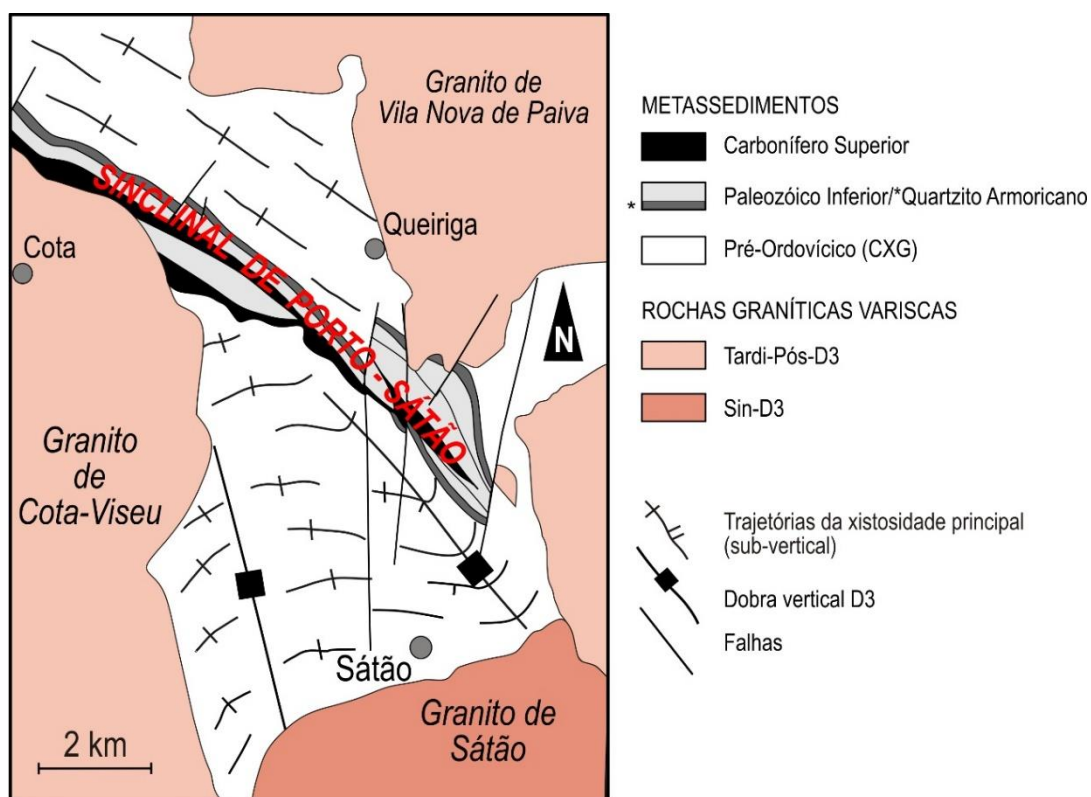


Figura III.8. Orientação da xistosidade principal nas rochas do CXG a nordeste e a sudoeste do Sinclinal de Porto-Sátão na área de estudo. Desenhado a partir de Schermerhorn (1956) e Sousa *et al.* (2014).

Os contactos entre o CXG e as unidades litoestratigráficas paleozóicas do sinclinal mostram aspetos bastante contrastantes no sector setentrional e no meridional. A norte, o CXG contacta sempre com os quartzitos da base da sequência ordovícica e nas duas unidades tanto a estratificação S_0 como a xistosidade S_1 orientam-se segundo a direção NW-SE, com pendores próximos da vertical. A sul, em grande parte da extensão do sinclinal, o CXG contacta com os conglomerados do Carbonífero Superior através de uma discordância angular em que as rochas do carbonífero assentam numa superfície erosiva

irregular sobre os metassedimentos do CXG (Figs. III.9 e III.10), como se representa esquematicamente nos cortes AB e CD da figura II.1B. Na terminação SE o contacto é com os quartzitos ordovícicos do flanco sul do sinclinal (Figs. III.1 e III.11).



Figura III.9. Contacto discordante entre o CXG e os conglomerados do Carbonífero Superior. Ponto TCA 74.



Figura III.10. Discordância subhorizontal entre o CXG (em primeiro plano, com os estratos verticais) e os conglomerados carboníferos (na zona superior da imagem). Ponto TCA 71.



Figura III.11. Contacto entre o CXG (à esquerda) e os quartzitos da base do Ordovícico (à direita). Ponto TCA 80.

É também no bordo sul do sinclinal que foi assinalada no mapa uma estreita faixa onde o CXG apresenta sinais de deformação intensa, consequência da ZCDB (Fig. III.1A). Com efeito, já se referiu a rotação antihorária da S_1 e a sua transposição pela S_3 em alguns

loais deste domínio. Acrescente-se agora a presença de dobras mesoscópicas D_3 , com eixos sub-verticais e plano axial paralelo ao acidente, que em alguns afloramentos aparecem fragmentadas em consequência do fluxo tectónico segundo a S_3 (Fig. III.12). Os fragmentos podem chegar a ficar bastante dispersos, sem conexão física entre eles, conferindo localmente à rocha o aspeto de uma brecha tectónica (Fig. III.12 d, e).

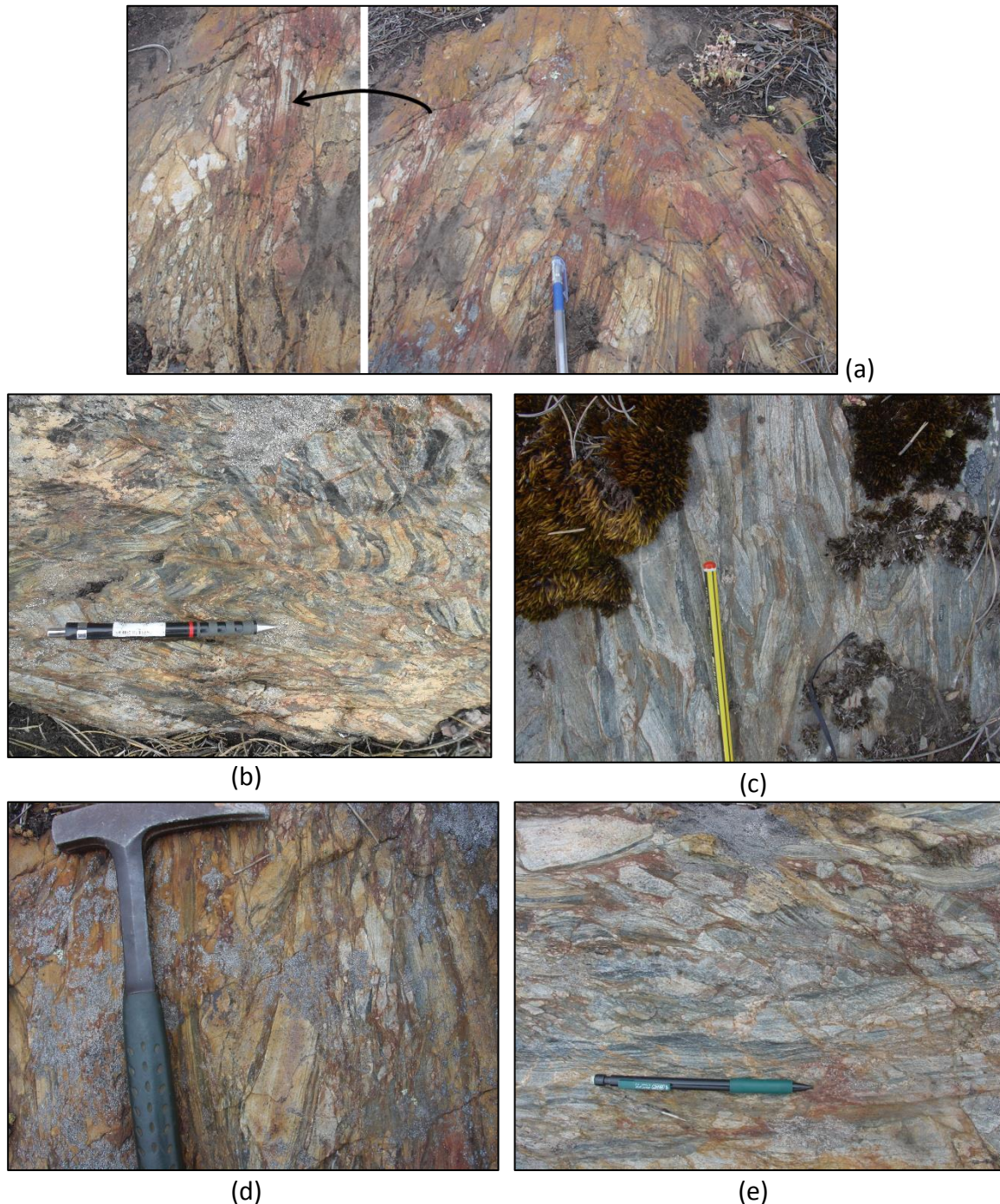


Figura III.12. CXG na faixa milonítica do bordo sul do sinclinal. (a) Dobra D_3 com detalhe para a fragmentação incipiente num dos flancos. (b) e (c) Dobras D_3 fragmentadas. Nos fragmentos de charneiras a xistosidade de plano axial é uma S_3 . (d) e (e) Outros aspetos da milonitização das rochas do CXG. Ponto TCA 76.

III.3. Formações do Ordovícico e Silúrico (?)

III.3.1. Quartzitos do Arenigiano

A sequência ordovícica começa na região pelas camadas de quartzitos, equivalentes à Formação do Quartzito Armoricano de idade arenigiana. A espessura desta unidade raramente ultrapassa os 150 metros e está constituída por quartzitos homogéneos bastante puros, com uma cor cinzenta a branca ou castanha (Fig. III.13). Devido à sua grande resistência à meteorização e ao facto de a estratificação estar subvertical, formam cristas que se destacam no relevo da região (Fig. III.14).

Para o topo, a formação torna-se menos homogénea devido à intercalação de níveis de metapelitos cinzentos-azulados entre os estratos de quartzitos (Figs. III.15 e III.16). À medida que se avança na sequência, as unidades pelíticas são mais frequentes e espessas, em detrimento dos quartzitos, passando-se gradualmente à formação pelítica do Lanvirniano. O topo do Arenigiano é marcado pela ocorrência da última bancada quartzítica.

No sector estudado não foram encontradas quaisquer evidências de fósseis nestas rochas, no entanto, no seu prolongamento para noroeste, a norte de Arouca e nos arredores do Porto, podem ser encontrados alguns icnofósseis do tipo *Cruziana*.

Nas unidades quartzíticas a presença de foliações tectónicas nem sempre é perceptível no campo, contudo, nalguns locais está presente uma clivagem espaçada (S_1 ou S_3) paralela à estratificação (Fig. III.17).



Figura III.13. Quartzito do Arenigiano com estratificação vertical. Ponto TCA 93.



Figura III.14. Crista quartzítica no sector SE do sinclinal. Ponto TCA 93.



Figura III.15. Níveis pelíticos perto da base da formação do Arenigiano. Notar a cor cinzento-azulada dos metapelitos em contraste com a cor acastanhada dos quartzitos. Ponto TCA 2.



Figura III.16. Zona de transição entre o Arenigiano e o Lanvirniano, onde as camadas de metapelitos são mais espessas do que as camadas de quartzitos. Ponto TCA 2.



Figura III.17. Clivagem espaçada em quartzito da formação do Quartzito Armoricano. Ponto TCA 93.

III.3.2. Pelitos do Lanvirniano

O Ordovícico Médio da região está representado por uma sequência bastante monótona, de idade lanvirniana, constituída por metapelitos de cor cinzento-escuro que transitam para o topo a metagrauvaques de coloração acastanhada e com bastante matriz (Fig. III.18). Dado que não foram encontrados fósseis nas rochas desta formação, a idade Lanvirniana que lhe é atribuída resulta da correlação litoestratigráfica com outros sectores da ZCI.

Os metapelitos possuem um tamanho de grão muito fino, pelo que não é possível a identificação dos grãos minerais à vista desarmada. São bastante homogêneos, apresentam-se finamente laminados e, para o topo da unidade, começam a aparecer estreitas intercalações de material siliciclástico que culminam com estratos cada vez mais frequentes de metagrauvaques micáceos que assinalam o limite superior da sequência.

Os metagrauvaques são também de grão bastante fino e contêm bastante matriz pelítica. Contudo, destacam-se nos afloramentos pela sua maior resistência à meteorização. Estas litologias têm uma representação bastante limitada na região estudada, podendo estar ausentes em alguns locais.

Em termos sedimentológicos, este tipo de sequência costuma ser interpretada como uma mudança no regime de sedimentação em que as condições evoluem de um ambiente distal, representado pelos pelitos, a um regime proximal testemunhado pela acumulação dos grauvaques.

O metamorfismo de contacto associado aos granitóides manifesta-se essencialmente nas litologias pelíticas, onde se desenvolvem porfiroblastos de andaluzite, variedade quiaistolite, que se distribuem aleatoriamente na rocha (Fig. III.19a). Os cristais podem atingir vários centímetros de comprimento onde são visíveis as inclusões escuras desenhando a cruz característica deste mineral (Fig. III.19b).



(a)



(b)

Figura III.18. Tipos litológicos do Lanvirniano. (a) Metapelitos (Ponto TCA 53). (b) metagrauvaques (Ponto TCA 89).



(a)



(b)

Figura III.19. Metamorfismo de contacto nos metapelitos do Lanvirniano. (a) Porfiroblastos de andaluzite distribuídos aleatoriamente na rocha. (b) Secções basais de cristais de andaluzite, variedade quiaistolite, com as com as inclusões em forma de cruz. Ponto TCA 94.

Na maior parte da região, a xistosidade dominante é a S_1 . Contudo, as rochas foram também afetadas pela ZCDB, embora de modo bastante heterogêneo. Assim, é frequente encontrar afloramentos onde a clivagem de crenulação S_3 ocorre apenas em faixas estreitas, com 1 ou 2 m de largura, compreendidas entre domínios mais amplos onde a foliação tectónica é a S_1 . Há também locais onde as estruturas da 3ª fase de deformação estão mais generalizadas, como sucede uns 900 m a noroeste do v. g. das Antas. Com efeito, aqui a S_3 está presente em toda a largura da faixa de xistos, é muito penetrativa e estão presentes estruturas S-C senestras, coerentes com a cinemática do acidente (Fig.III.20). Pequenos veios de quartzo de exsudação são muito abundantes nestes afloramentos. Dispõem-se paralelamente a S_3 e estão boudinados, embora ocasionalmente aparecem em charneiras de pequenas dobras D_3 (Figs. III.21 e 22).



Figura III.20. Estruturas S-C nos metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 78. O azimute dos planos C é 140° e a inclinação 90° .



Figura III.21. Veios de quartzo de exsudação boudinados. A xistosidade é a S_3 . Metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 77.

Figura III.22. Quartzo de exsudação em charneira de dobra D_3 . Metapelitos do Lanvirniano. Ponto TCA 78.

III.3.3. Unidade siliciclástica / pelítica do Caradociano ou Silúrico

As rochas desta unidade ocupam o núcleo sinclinal, embora não estejam presentes em todo o comprimento da estrutura (Fig. III.1A). O contacto com o Lanvirniano parece ser estratigráfico enquanto os limites com o Carbonífero são tectónicos.

A primeira cartografia das litologias incluídas nesta unidade deve-se a Schermerhorn (1956). No entanto, este investigador lhes atribuiu idade carbonífera superior (estefaniana), a mesma que aos conglomerados que, em estreita ligação espacial, ocorrem ao longo da estrutura.

Mais tarde, Rodrigues (1997) manteve, sensivelmente, os limites de Schermerhorn mas não as considerou nem carboníferas nem tendo todas elas a mesma idade. Com efeito, adjudicou uma idade silúrica (Landoveriano) à mancha que aflora a noroeste (zona do v.g. de S. Miguel) e uma idade ordovícica (Caradociano) aos afloramentos do sudeste (zona de Lousadela).

O presente trabalho vai, em parte, ao encontro da opinião de Rodrigues, no sentido de considerar que estas rochas não têm idade estefaniana. Contudo, entende-se que nos dois sectores onde ocorrem apresentam características semelhantes, pelo que não parece haver motivo para as considerar de períodos diferentes. Os *Skholithos* que ocorrem nestas litologias não são suficientes para as datar com precisão, pelo que poderão ser do Ordovícico Superior (Caradociano) ou do Silúrico (Landoveriano).

Na base da unidade há quartzitos de cor cinzento-escuro que assentam sobre a sequência do lanvirniano (Fig. III.23). As camadas quartzíticas têm, aproximadamente, espessuras entre 2 e 4 m, podendo atingir excepcionalmente cerca de 10 m. Formam pequenas cristas que se destacam no terreno, pelo que constituem bons níveis guia na cartografia, apesar de serem descontínuas, devido à forma lenticular dos estratos e/ou a terem sido boudinadas durante a deformação.



Figura III.23. Quartzitos da base da formação do Caradociano / Silúrico. (a) Afloramento dos quartzitos formando uma pequena crista. Ponto TCA 89. (b) Pormenor dos quartzitos de cor cinzento-escuro. Ponto TCA 34.

Sobre os quartzitos assentam metapelitos e metagrauvaques em estratos de espessuras milimétricas a centimétricas que dão um aspeto “bandado” aos afloramentos destas rochas (Fig. III.24). Os metapelitos são de grão muito fino e cor escura, contrastando com os tons mais claros, esbranquiçados ou acastanhados, dos metagrauvaques. Estes são ricos em quartzo, comportando-se de modo mais competente que os pelitos, pelo que as camadas de metagrauvaques encontram-se frequentemente boudinadas, paralelamente à foliação tectónica S_3 . Por vezes, por efeito do boudinagem, os níveis perdem continuidade lateral ficando fragmentos isolados, criando a ilusão de clastos no seio de uma matriz pelítica (Fig. III.25).



Figura III.24. Aspeto “bandado” típico das camadas de metagrauvaques e metapelitos do Caradociano / Silúrico. (a) Afloramento no ponto TCA 20. (b) Afloramento no ponto TCA 89.

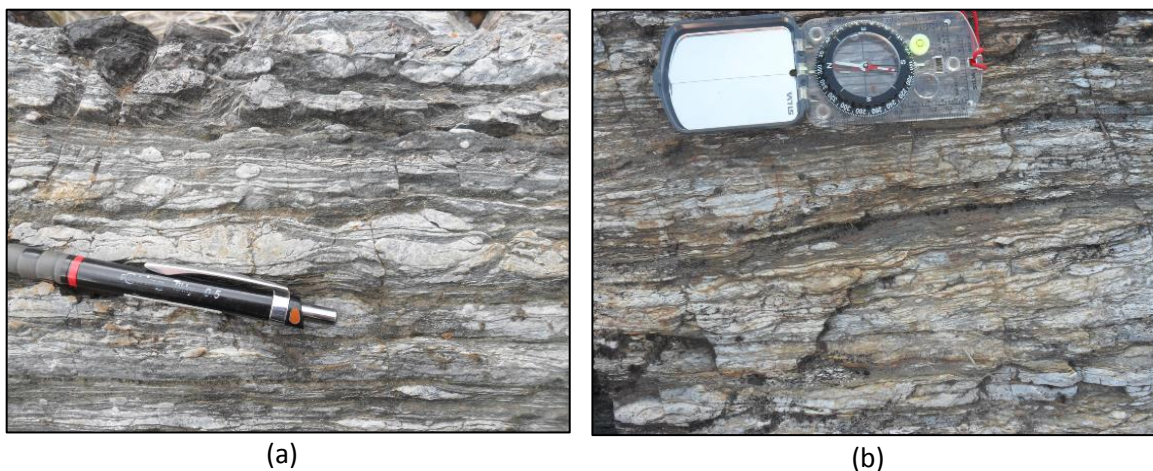


Figura III.25. Camadas de metagrauvaques boudinadas paralelamente à foliação. Notar em alguns níveis pelíticos a presença de lenticulas isoladas de metagrauvaques, restos de uma camada boudinada. Ponto TCA 20.

Em apenas um local, perto do antigo posto de vigia florestal a cerca de 1050 m a sudeste do v.g. de S. Miguel (ponto TCA 20), é possível encontrar-se icnofósseis do tipo

Skholithos (Fig. III. 26). Encontram-se em grandes quantidades e em várias camadas desta formação, apresentando, por isso, uma boa representatividade. Identificam-se bem as secções basais e longitudinais dos *Skholithos*, podendo ser usados para reconhecer a polaridade das camadas.

Como as restantes unidades do sinclinal, também as litologias do Caradociano / Silúrico foram afetadas pelo metamorfismo de contacto e nas proximidades dos maciços intrusivos foram transformadas em corneanas e em zonas mais afastadas cristalizam porfiroblastos de andaluzite, sobretudo nos níveis mais pelíticos (Fig. III.27).

Desde o ponto de vista tectónico, as rochas foram afetadas de modo heterogéneo pela D_3 , pelo que o desenvolvimento da clivagem de crenulação S_3 , paralela ao acidente de Douro-Beira, mostra uma distribuição bastante irregular. São frequentes as dobras desta fase, com plano axial vertical, igual à S_3 , e eixos com inclinações bastante diversas, desde subverticais a 50° ou 60° , ora para NW ora para SE (Fig. III.28).

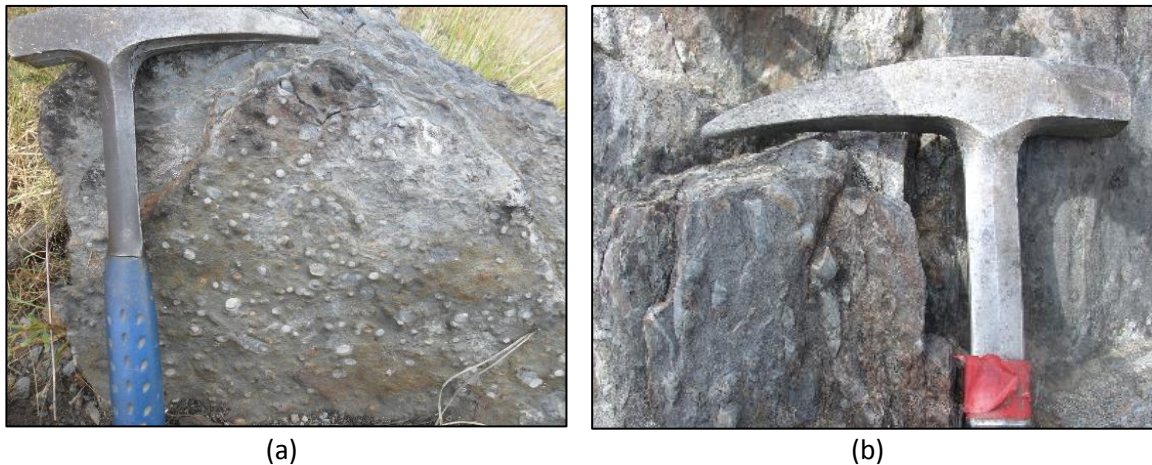


Figura III.26. Icnofósseis do tipo *Skololithos* nas rochas do Caradociano / Silúrico em secções transversais (a) e em secções longitudinais (b). Ponto TCA 20.



Figura III.27. Rochas do Caradociano / Silúrico afetadas por metamorfismo de contacto. (a) Porfiroblastos de andaluzite nos metapelitos (ponto TCA 84). (b) Corneana nas proximidades do contacto com granito de Cota-Viseu (ponto TCA 38).



Figura III.28. Aspectos das dobras de 3ª fase nas rochas do Caradociano / Silúrico. As dobras afetam a $S_0 + S_1$. Ponto TCA 20.

III.4. A sedimentação detrítica do Carbonífero Superior

O Carbonífero Superior (Vestefaliano/Estefaniano), de fácies continental, está representado na região através de rochas detríticas, heterogêneas, com predomínio das camadas de conglomerados. Ocorrem em faixas estreitas ao longo da estrutura sinclinal, onde contactam com as unidades do Paleozóico Inferior através de falhas e, com o CXG do sector sudoeste, através de uma discordância (Figs. III.1, III.10 e III.11).

Como já se comentou, na cartografia de 1956 de Schermerhorn, as unidades carboníferas aparecem com uma representação bastante mais significativa, comparada com a que se apresenta no mapa da figura III.1A. Em contraste, no mapa apresentado por Rodrigues (1997) as rochas do Carbonífero ficaram reduzidas a uma área diminuta na parte NW do sinclinal. Com efeito, na opinião deste autor, as fácies conglomeráticas do estefaniano de Schermerhorn representariam depósitos glaciogênicos do topo do Ordovício.

No presente trabalho, os afloramentos considerados do Carbonífero Superior coincidem, grosso modo, com os domínios de rochas conglomeráticas desta idade cartografados por Schermerhorn. A opção de atribuir a estas rochas uma idade bastante

tardia na evolução tectono-magmática do Orógeno Varisco, possivelmente vestefaliana / estefaniana é justificada pelos seguintes argumentos: (a) semelhança com conglomerados desta idade de outros sectores do sinclinal (e.g., noroeste da estrutura, nas proximidades do Porto), (b) presença de clastos com várias xistosidades, (c) presença de clastos de granitos variscos e (d) ocorrência, embora escassa e com mal estado de preservação, de fósseis vegetais.

A formação carbonífera é composta por três tipos de litologias: conglomerados, pelitos negros e grauvaques. Todas evidenciam os efeitos da ZCDB, apresentando uma xistosidade (S_3) NW-SE, subvertical, muito penetrativa nas zonas mais pelíticas e nos conglomerados com elevada percentagem de matriz. Em contraste com as formações adjacentes mais antigas, que foram afetadas pela deformação polifásica varisca, estas rochas foram apenas deformadas pelo cisalhamento de Douro-Beira (D_3) e, por isso, a S_3 é a única foliação tectónica presente.

Os conglomerados são a litologia claramente dominante, constituindo a maior parte dos afloramentos carboníferos do sector em análise. Tendo em conta a quantidade relativa de matriz podem ser classificados como ortoconglomerados (clasto-suportados) e paraconglomerados (matriz-suportados) (Fig. III.29). Uns e outros podem ocorrer lado a lado no mesmo local, podendo existir todas as transições entre os dois extremos (Fig. III.30). Nos paraconglomerados a matriz costuma ser pelítica, embora ocasionalmente seja mais grosseira e heterogénea com carácter arenoso e/ou microconglomerático (Fig. III.31a).

Todos os conglomerados estão muito mal calibrados, com clastos de dimensões diversas e tamanhos que podem atingir em alguns casos os 60 ou 70 cm. Geralmente as partículas, grandes e pequenas, são angulosas, embora ocorram também locais ou sectores de um mesmo afloramento onde os clastos são arredondados (Fig. III.31b). O baixo grau de maturidade textural das rochas indica que os sedimentos sofreram um transporte muito curto, ou, dito de outro modo, uma área fonte muito próxima. No mesmo sentido aponta a natureza dos clastos. Com efeito, na sua esmagadora maioria os conglomerados são polimícticos, isto é, com clastos de diferentes tipos e origens. Reconhecem-se alguns provenientes do CXG (Fig. III.29a) e das formações paleozóicas do sinclinal (Figs. III.32 e III.33), tendo sido encontrados também clastos de rochas graníticas (Fig. III.31b). Importa referir que nos fragmentos de origem metamórfica é possível identificar uma clivagem prévia (possivelmente S_1) à xistosidade da matriz dos conglomerados (S_3). A S_3 os atravessa e adquire a morfologia de uma clivagem de crenulação (Fig. III.33).

Os grauvaques são pouco frequentes e aparecem intercalados nos conglomerados. Por vezes apresentam contactos bruscos, mas o mais frequente é haver uma transição gradual entre as duas litologias (Fig. III. 34).

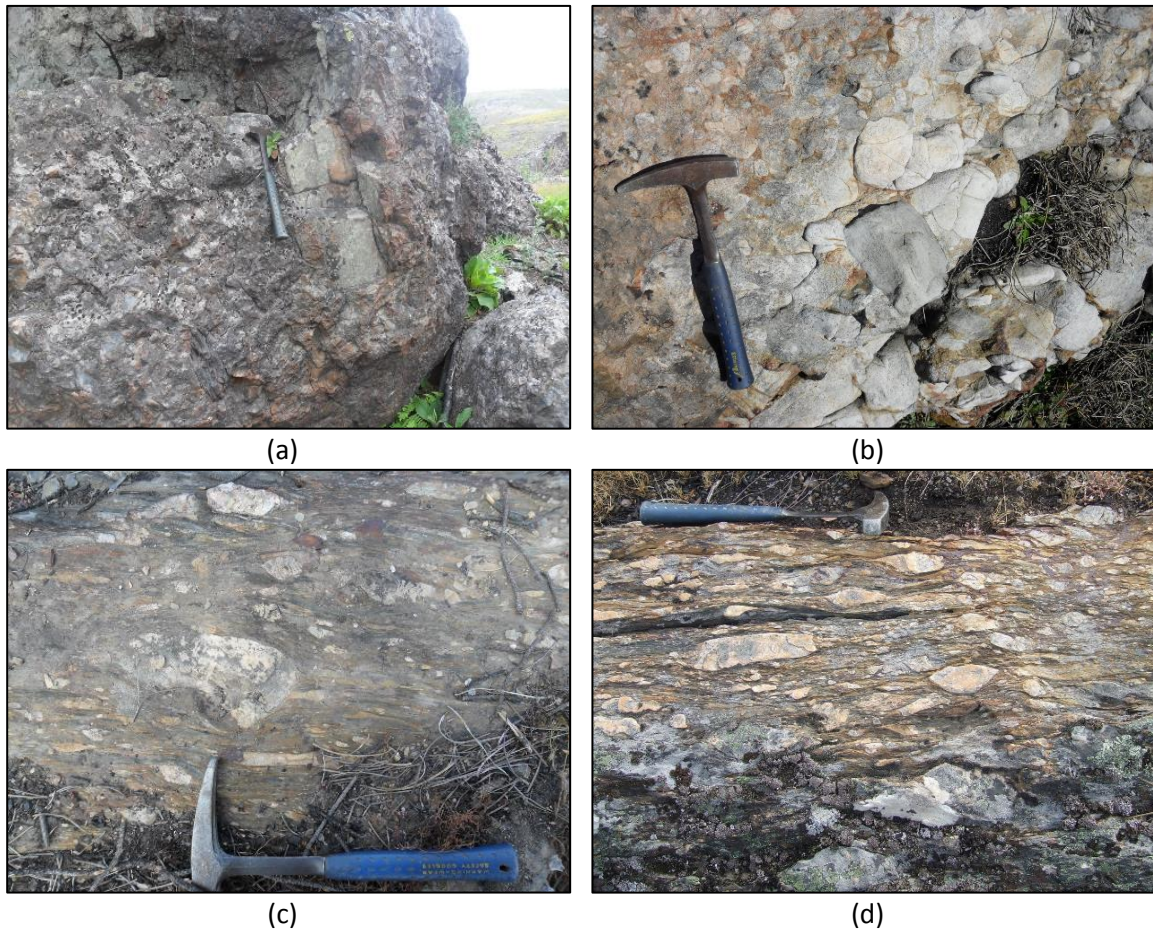


Figura III.29. Conglomerados do Carbonífero Superior. (a) Conglomerado polimíctico, clasto-suportado. O fragmento anguloso, grande, à direita do martelo é um clasto de metagrauwaque do CXG. Ponto TCA 21. (b) Conglomerado oligomíctico (composto por clastos de quartzito) clasto-suportado. Ponto TCA 13. (c) e (d) Conglomerados polimícticos matriz-suportados. Notar a xistosidade da matriz que rodeia os clastos achatados e alongados. Ponto TCA 19.



Figura III.30. Conglomerado com domínios heterogêneos em termos de proporções relativas clastos / matriz. Ponto TCA 77.



(a)



(b)

Figura III.31. (a) Aspeto da matriz detrítica grosseira de um conglomerado. Ponto TCA 13. (b) Conglomerados polimíctico com bastantes clastos arredondados. Alguns dos clastos são de granito. Ponto TCA 76.



Figura III.32. Conglomerado com grandes clastos angulosos de quartzitos. Ponto TCA 71.



(a)



(b)

Figura III.33. Clastos, possivelmente provenientes da unidade caradociana / silúrica, com a S_1 microdobrada e atravessada pela S_3 . (a) Ponto TCA 75. (b) Ponto TCA 19.

Os pelitos são de cor cinzenta ou preta e de grão bastante fino, não sendo identificáveis minerais a vista desarmada (Fig. III.35). Ocorrem em estratos lenticulares intercalados entre as litologias mais grosseiras, com as que contacta de modo brusco ou gradual (Fig. III.34b). Por vezes contêm clastos angulosos isolados, com tamanhos milimétricos a decimétricos, das formações paleozóicas adjacentes (Fig. III.36a). Os pelitos apresentam sempre a xistosidade S_3 bem impressa e uma das características distintivas é que contêm matéria orgânica em grande quantidade (Fig. III.35b). Nestas litologias encontraram-se fósseis de origem vegetal, mal preservados, não sendo possível a sua classificação (Fig. III.36d).

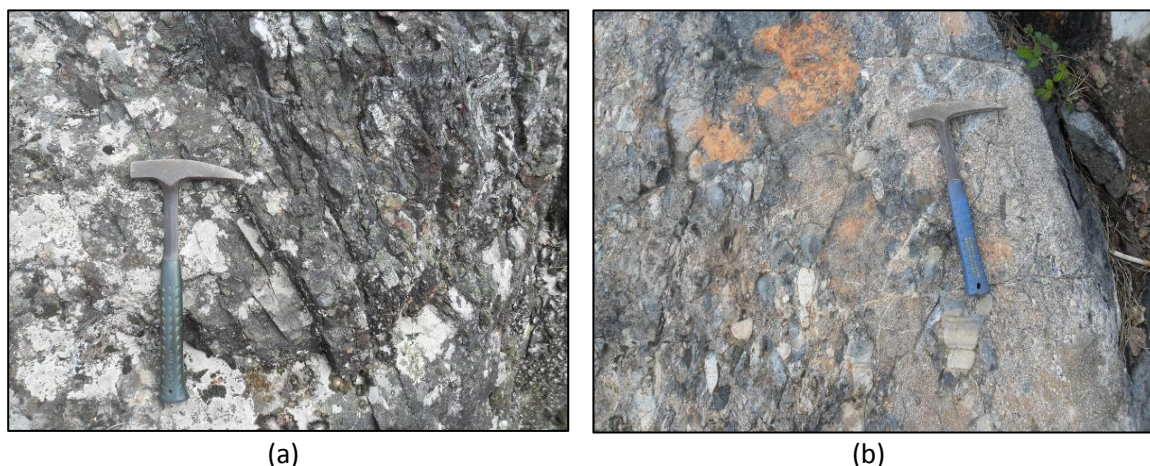


Figura III.34. Grauwaques e conglomerados do Carbonífero Superior. Nas duas imagens a estratificação inclina para o lado direito (NE). (a) Contacto brusco entre as duas litologias (grauwaques onde está o martelo, ponto TCA 58). (b) Passagem gradual entre conglomerados e grauwaques. No extremo direito da fotografia nota-se a presença de pelitos. Ponto TCA 59.



Figura III.35. Pelitos do Carbonífero Superior. (a) Aspeto dos pelitos em afloramento, com a xistosidade bem marcada (Ponto TCA 86). (b) A presença de matéria orgânica é uma das características distintivas destes pelitos. (ponto TCA 92).



Figura III.36. (a) Clastos dispersos no seio dos pelitos (ponto TCA 21). (b) Fóssil vegetal, possivelmente *Calamites*(?), ponto TCA 77.

As características da sequência carbonífera, do tipo molasso, são interpretadas como resultado da acumulação em bacias intra-montanhas, mais ou menos isoladas umas das outras, controladas tectonicamente e fortemente subsidentes. Como se referiu no Capítulo II, estas bacias, tipo “pull apart”, podem ter sido geradas ao longo da ZCDB, em domínios de transtensão.

Trata-se depósitos tardi-orogénicos, no sentido de serem posteriores aos principais acontecimentos que contribuíram para a formação do orógeno, se bem que ainda estejam afetados pela deformação relacionada com o acidente cisalhante. A imaturidade textural dos depósitos, assim como o tamanho e natureza dos clastos, indica que os sedimentos tiveram a sua área fonte muito próxima e resultaram da erosão da cadeia já formada. Contudo, esta já deveria ter sofrido um desgaste significativo, como se pode inferir pela presença de clastos de granito nos conglomerados.

Capítulo IV: Petrografia

Capítulo IV: Petrografia

Neste capítulo serão apresentados os dados obtidos através da análise petrográfica de 51 amostras representativas das unidades litoestratigraficas da região (Fig. IV.1). Através da análise petrográfica procurou-se confirmar os dados vistos no campo em relação à composição mineral, deformação e metamorfismo, para além de se procurar informação adicional que permitisse uma melhor compreensão da zona de estudo.

IV.1. Introdução

A observação ao microscópio das amostras recolhidas permitiu confirmar a existência de apenas uma xistosidade nas formações do Carbonífero Superior, em contraste com as unidades mais antigas, que evidenciam os efeitos, não só da actuação da ZCDB durante a D₃, como também de deformações mais antigas, em particular da D₁.

Com excepção das rochas do Carbonífero, as restantes litologias foram afectadas pelo metamorfismo regional varisco em condições de baixo grau, encontrando-se na zona da clorite. A intrusão dos granitóides tardios provocou um metamorfismo de contacto que afectou todas as unidades, incluindo as do Carbonífero. As auréolas de metamorfismo associadas ao granito de Cota-Viseu, a oeste, e ao de Vila Nova de Paiva, a este, são bastante extensas e praticamente se sobrepõem entre si, como se pode ver no mapa da figura III.1. Os efeitos térmicos das intrusões obliteram frequentemente as características mineralógicas e texturais mais antigas, dificultando o estudo petrográfico das rochas.

IV.2. Neoproterozóico / Câmbrio Inferior: o Complexo Xisto-Grauváquico

As amostras estudadas de metapelitos e metagrauwaques do CXG foram recolhidas nos afloramentos da parte sudoeste do sinclinal (Fig. IV.1).

Os metapelitos são de grão muito fino e têm uma textura lepidoblástica, sendo a sua associação mineral mais comum mica branca + quartzo + opacos ± clorite. Resultado do metamorfismo de contacto, ocorrem também cristais de cloritóide e de andaluzite, variedade quiastolite (Figs. IV.2, IV.3 e IV.4).

A mica branca apresenta-se em cristais com tamanho médio de aproximadamente 0,025 mm orientados segundo a xistosidade das rochas. A clorite nem sempre é observada, mas quando aparece mostra uma cor esverdeada e cores de interferência azuis anómalos, sugerindo uma composição rica em ferro (Deer *et al.*, 1992).

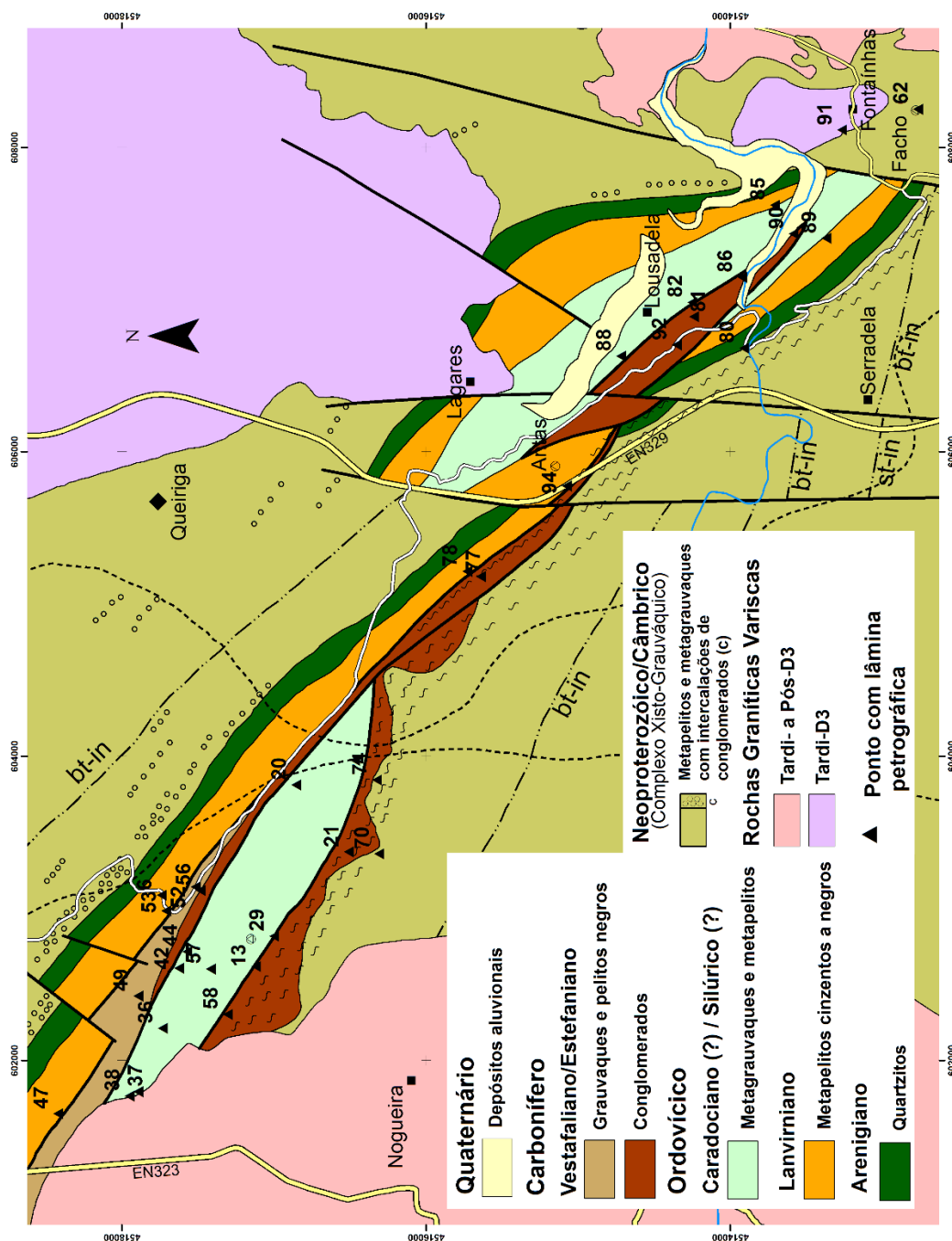


Figura IV.1. Mapa geológico da zona de estudo com a localização dos pontos onde foram recolhidas as amostras que foram analisadas microscopicamente.

O quartzo é bastante escasso nos domínios pelíticos, os grãos têm forma alongada segundo a xistosidade, com tamanhos entre 0,02 e 0,05 mm, podendo chegar ocasionalmente a 0,1 mm. Pequenos grãos de minerais opacos são relativamente frequentes, são alongados e tendem a se dispor orientados.

A associação mineralógica dos metagrauvaques é a mesma que a dos metapelitos, mas com uma proporção muito menor de micas. Com efeito, o mineral que domina quantitativamente nestas rochas é o quartzo (Fig. IV.5).

O cloritóide ocorre ocasionalmente. Os cristais são incolores e relevo alto, com a forma de prismas estreitos, (Figs. IV.3 e IV.4). Em nicóis cruzados mostram cores de polarização baixas e exibem a sua macla segundo {001}. Este mineral está presente, tanto nos metagrauvaques como nos metapelitos, embora é bastante mais abundante nas camadas pelíticas, mais ricas em alumínio. Os grãos de cloritóide dispõem-se aleatoriamente e cortam a xistosidade, indicando uma blastese pós-tectónica.

Porfiroblastos de andaluzite estão também presentes, sobretudo nos metapelitos. Os cristais estão geralmente bastante alterados e pseudomorfizados por um agregado de sericites. Contudo, encontram-se restos do cristal original, mostrando as inclusões de opacos dispostas em cruz, típicas da variedade quistolite (Fig. IV.6).

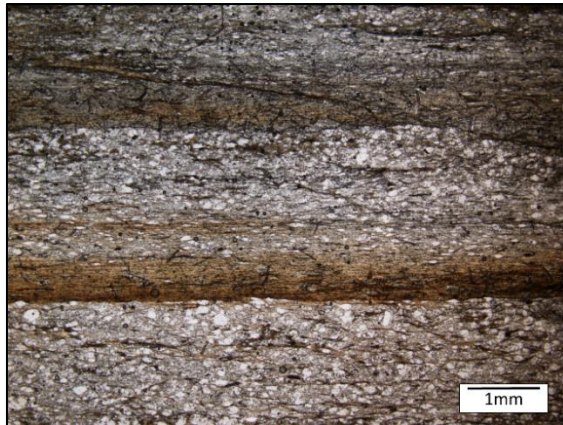


Figura IV.2. Aspeto microscópico dos metapelitos e metagrauvaques (zonas claras) do CXG. Nicóis paralelos. Amostra TCA 77G.

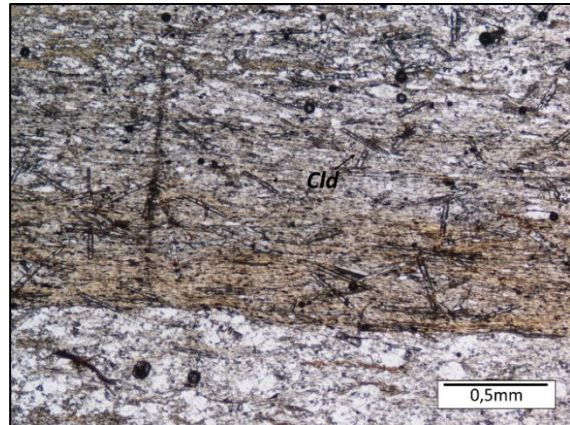


Figura IV.3. Pequenos prismas de cloritóide (Cld), oblíquos à xistosidade. Notar a maior abundância na parte mais pelítica. Nicóis paralelos. Amostra TCA 77G.

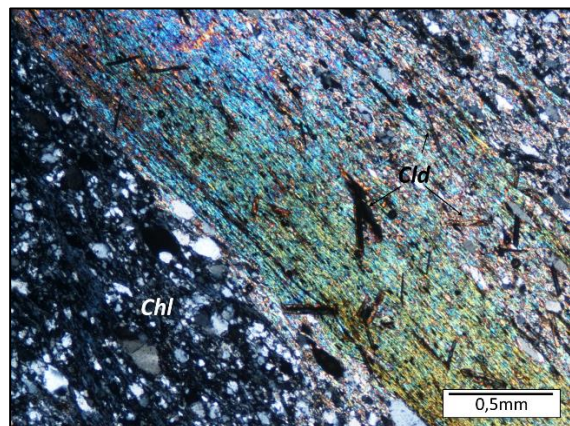
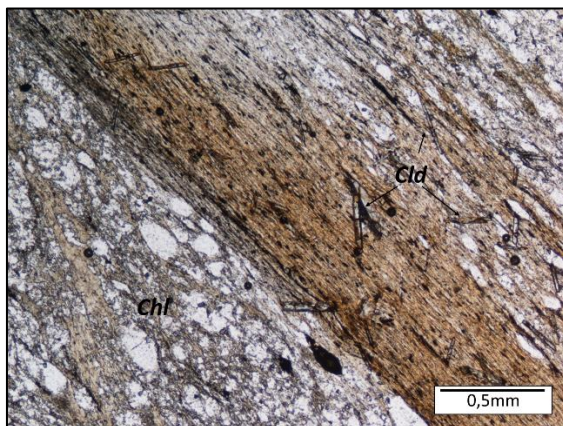


Figura IV.4. Contacto metagrauwaque/metapelito em nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Os tons acastanhados na foto da esquerda devem-se à oxidação dos opacos. Amostra TCA 77G. Chl: clorite, Cld: cloritóide.

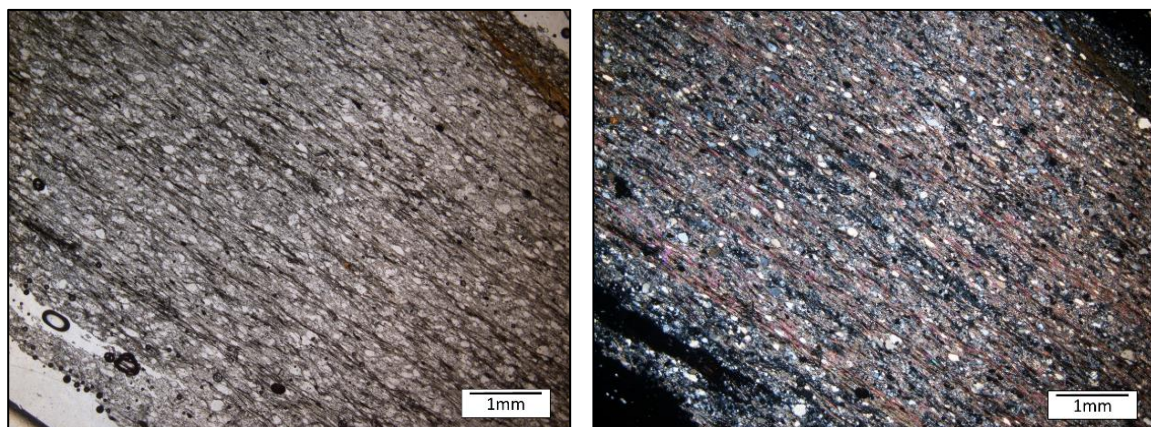


Figura IV.5. Aspeto típico dos metagrauwaques do CXG. Nicóis paralelos do lado esquerdo e nicóis cruzados do lado direito. Amostra TCA 77G.

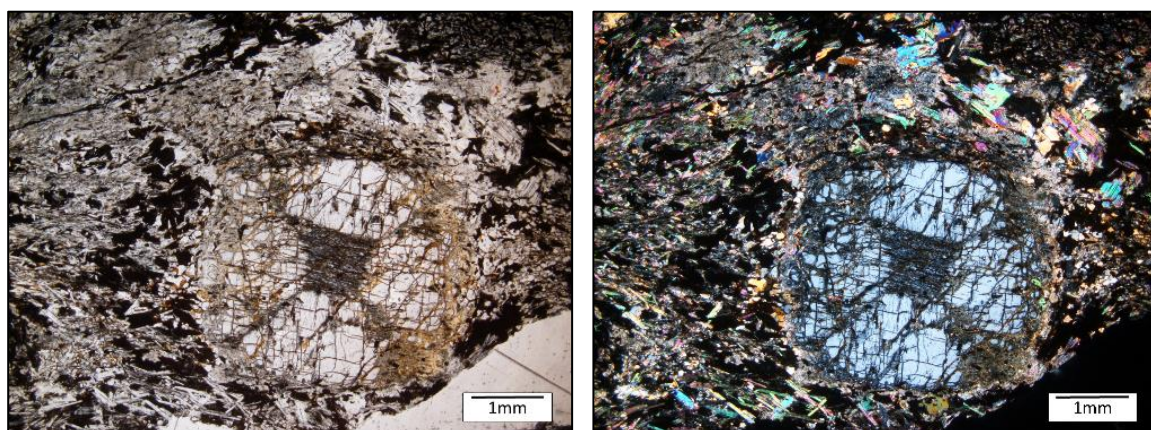


Figura IV.6. Porfiroblasto de andaluzite. As inclusões formam a cruz típica da variedade kyanite. Nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Amostra TCA 62A.

IV.3. Formações do Ordovícico e Silúrico (?)

IV.3.1. Quartzitos do Arenigiano

Os quartzitos pertencentes a esta formação são muito puros e, regra geral, mostram uma textura granoblástica. Por vezes, quando há algumas micas, a textura é granolepidoblástica.

Os grãos de quartzo têm formas subeuédricas e tamanhos inferiores a 0,15 mm (Fig. IV.7). Nas amostras observadas não se observa xistosidade, a não ser quando estão presentes algumas micas cuja orientação dominante evidencia a presença da foliação tectónica (Fig. IV.7c).

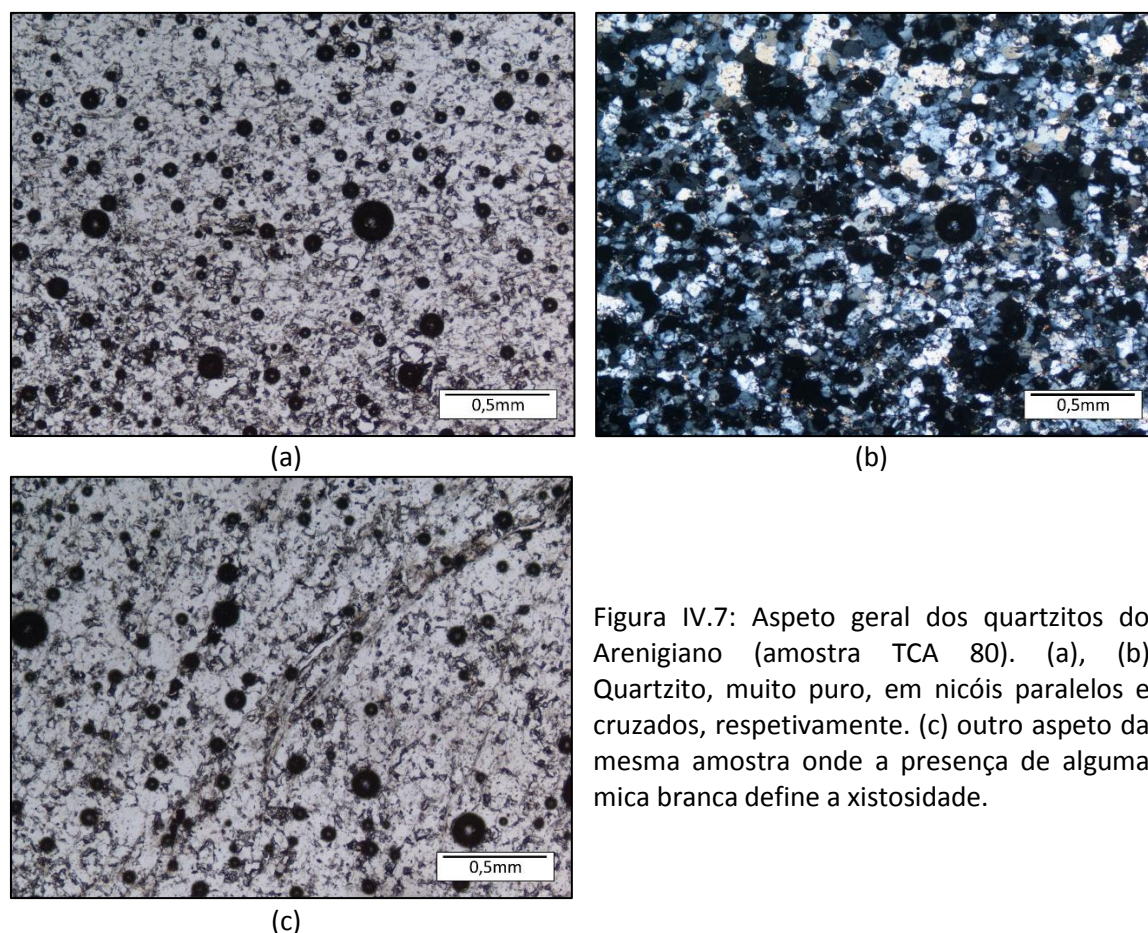


Figura IV.7: Aspeto geral dos quartzitos do Arenigiano (amostra TCA 80). (a), (b) Quartzito, muito puro, em nicóis paralelos e cruzados, respetivamente. (c) outro aspeto da mesma amostra onde a presença de alguma mica branca define a xistosidade.

IV.3.2. Metapelitos do Lanvirniano

A associação mineral comum dos metapelitos é mica branca + quartzo + clorite + opacos \pm turmalina. Estão também presentes cristais de andaluzite, variedade quiastolite, do metamorfismo de contacto, e outros porfiroblastos, completamente alterados, cuja identificação não foi possível.

A textura é lepidoblástica ou lepidoporfiroblástica, em que a orientação das micas define a xistosidade da rocha (Fig. IV. 8). A clorite aparece em pequenas quantidades, disposta paralelamente à xistosidade S_1 . Ligeiramente pleocróica, varia de incolor a verde pálido e mostra em nicóis cruzados a cor azul anómala.

O quartzo, embora sempre presente, ocorre em proporções muito baixas, com tamanhos entre 0,01 a 0,04 mm. Pontualmente encontram-se agregados policristalinos, lenticulares, com 1,2 mm de comprimento que poderão representar fragmentos de quartzo de origem filoniana (Fig. IV.9). Para o topo da sequência, o quartzo parece ser algo mais abundante e as rochas transitam gradualmente para as litologias grauvacoides que marcam o tecto da unidade (Fig. IV.10).

Os porfiroblastos de andaluzite (quiastolite) apresentam-se com o seu típico formato em losângulo, com numerosas inclusões de diminutos grãos de opacos. As relações texturais dos porfiroblastos com a matriz das rochas sugerem que a blastese do

mineral deve ter começado durante a D₃ e continuado após esta fase de deformação. Com efeito, alguns cristais de andaluzite contêm inclusões que definem uma xistosidade interna (Si) menos crenulada do que as microdobras D₃ da matriz, mais apertadas (Fig. IV.11). Em paralelo, ocorrem também porfiroblastos estáticos, que englobam a S₃ das rochas, indicando uma blastese pós-D₃.

A composição típica dos metagrauques é quartzo + mica branca + clorite + opacos ± turmalina, em que o quartzo é, com diferença, o mineral mais abundante (Figs. IV.12 e IV.13). Nestas rochas, as proporções de matriz pelítica são bastante variáveis, existindo zonas de transição a níveis estreitos de carácter pelítico.

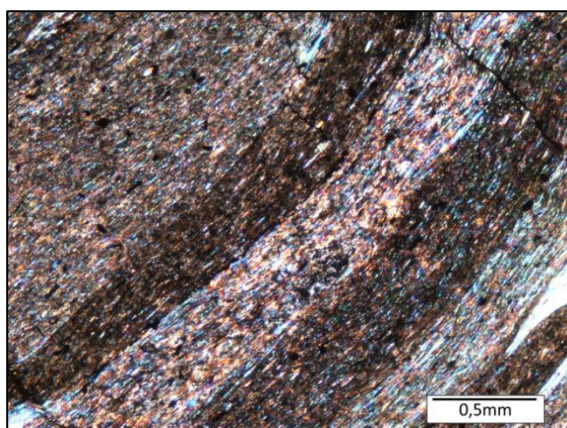


Figura IV.8. Metapelito do lanvirniano com textura lepidoblástica. Nicóis cruzados. Amostra TCA 78B.

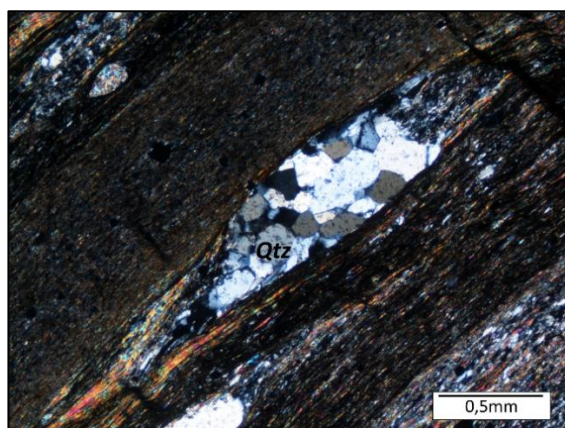


Figura IV.9. Quartzo policristalino, com forma lenticular no seio do metapelito. Nicóis cruzados. Amostra TCA 78B.

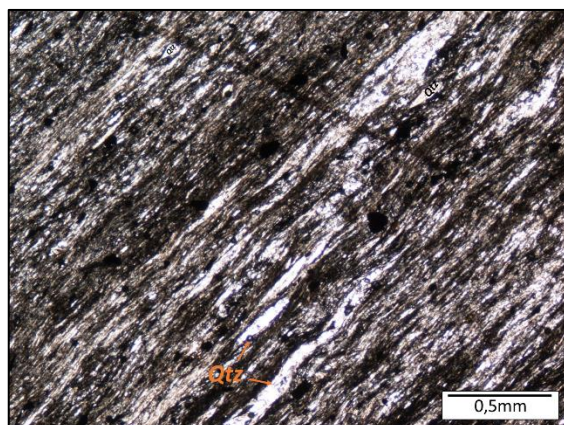


Figura IV.10. Metapelito de transição para os metagrauques do topo do Lanvirniano. Nicóis paralelos. Amostra TCA 78A.

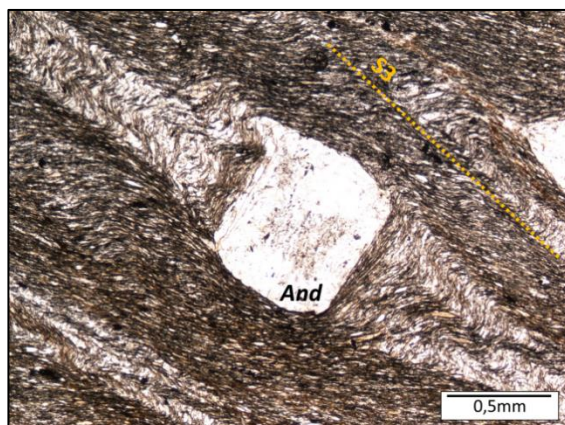


Figura IV.11: Porfiroblasto de andaluzite com Si crenulada mas menos que a xistosidade da matriz, indicando relações sincinemáticas com o dobramento (D₃). Nicóis paralelos. Amostra TCA 53A.

As rochas do Lanverniano, em especial as litologias pelíticas mostram os efeitos da actuação do cisalhamento de Douro-Beira através da presença de microdobras que

afetam a S_1 (Fig. IV.14). A deformação D_3 é heterogênea, mesmo à escala microscópica, e por vezes pode chegar a ser desenvolvida uma xistosidade de crenulação S_3 (Fig. IV.15).

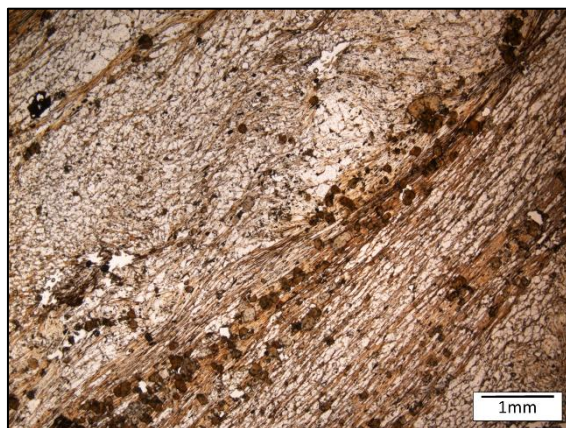


Figura IV.12. Metagrauvaques com variações na proporção de matriz pelítica. Cristais de turmalina ocorrem nas zonas mais ricas em micas. Nicóis paralelos. Amostra TCA 85.

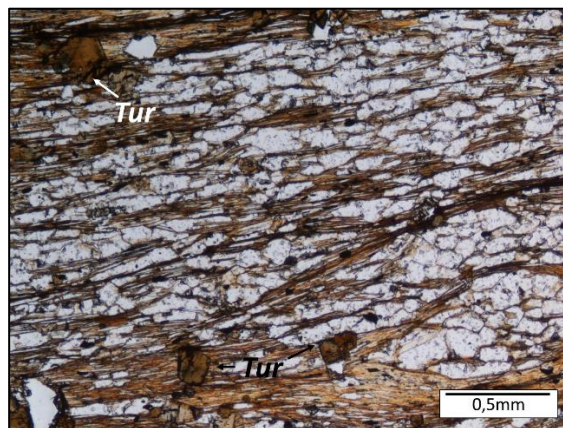


Figura IV.13. Detalhe dos metagrauvaques da foto anterior. Nicóis paralelos. Amostra TCA 85. Tur: turmalina.

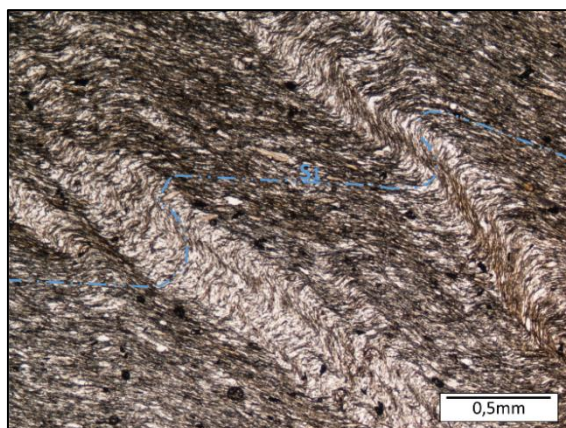


Figura IV.14. Microdobras D_3 que afetam a S_1 dos metapelitos do Lanvirniano. Nicóis paralelos. Amostra TCA 53A.

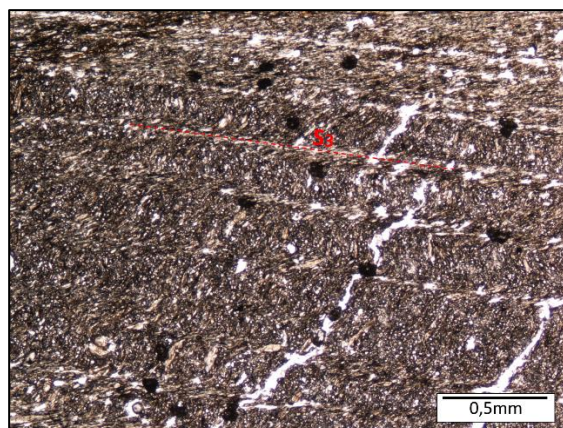


Figura IV.15. Xistosidade de crenulação S_3 . Nicóis paralelos. Amostra TCA 6.

IV.3.3. Unidade siliciclástica / pelítica do Caradociano ou Silúrico

Os metagrauvaques que fazem parte desta unidade ocorrem em estratos milimétricos a centimétricos intercalados entre camadas estreitas de metapelitos. Estão constituídos, essencialmente, por quartzo com percentagens minoritárias de mica branca, para além de opacos e turmalina como minerais acessórios (Fig. IV.16). O tamanho dos grãos de quartzo varia entre 0,05 e 0,25mm e pequenas micas brancas costumam ocupar os espaços intersticiais. Tendo em conta a elevada proporção de quartzo e pouca matriz, estas rochas podem ser designadas como metaquartzovaques.

Os metapelitos apresentam como associação mineralógica mica branca + quartzo + clorite + opacos + \pm turmalina (Fig. IV.17). Por vezes os opacos são muito abundantes,

tornando a rocha de cor muito escura. Quiastolites e cloritóides, do metamorfismo de contacto, estão presentes na maior parte das amostras (Fig. IV.18 a IV.20).

As quiastolites têm dimensões entre 0,3 e 0,45 mm, apresentam-se sempre com o formato poligonal e com inclusões no seu centro, mas a cruz típica das secções basais pode ou não estar presente. Apresentam-se muitas vezes alteradas para sericite, principalmente nos bordos; podendo chegar a estar completamente substituídas pelos minerais de alteração (Fig. IV.21).

Os cristais de cloritóide têm hábito prismático e tamanho reduzido, entre 0,1 e 0,15 mm. São incolores, com um relevo médio-alto a alto, e cores de interferência na ordem dos cinzentos (Figs. IV.18 e IV.20). Apresentam muitas vezes clivagem perfeita e macla simples segundo {001}, raramente foi observada a macla em ampulheta, típica deste mineral.

Tanto os cristais de andaluzite como os de cloritóide mostram relações blastese-deformação indicam, geralmente, um crescimento pós-cinemático em relação à D_3 . Com efeito, uns e outros desenvolvem-se estaticamente sobre a xistosidade S_3 incorporando-a como uma S_i recta, em continuidade com a $S_e = S_3$ da matriz (Fig. IV.20 e IV.21). Perto dos contactos com os granitos, ocorrem corneanas, com todos os minerais distribuídos aleatoriamente na rocha (Fig. IV.22). Saliente-se, contudo, que em algumas lâminas, os porfiroblastos de andaluzite têm sombras de pressão e encontram-se rodeados pela S_3 , sugerindo que a deformação continuou após a sua blastese, isto é, uma relação sin- D_3 .

A deformação de 3ª fase que afeta as litologias do Caradociano / Silúrico gera dobras e, por vezes, pode chegar a ser desenvolvida uma xistosidade S_3 muito penetrativa, sendo identificada através da presença de arcos poligonais nos domínios mais pelíticos (Figs. IV. 23 e IV. 24).

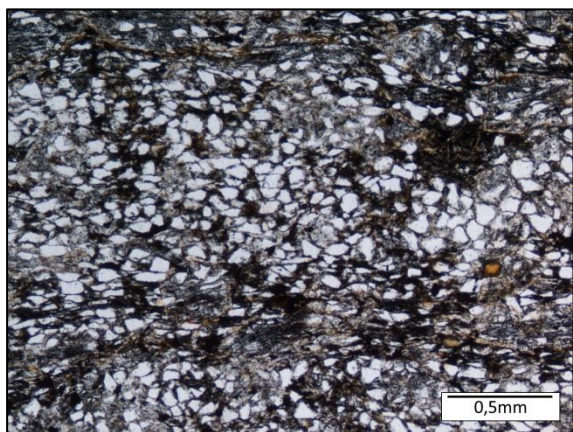


Figura IV.16. Aspeto geral dos grauvaques do Caradociano / Silúrico. Nicóis paralelos. Amostra TCA 57.

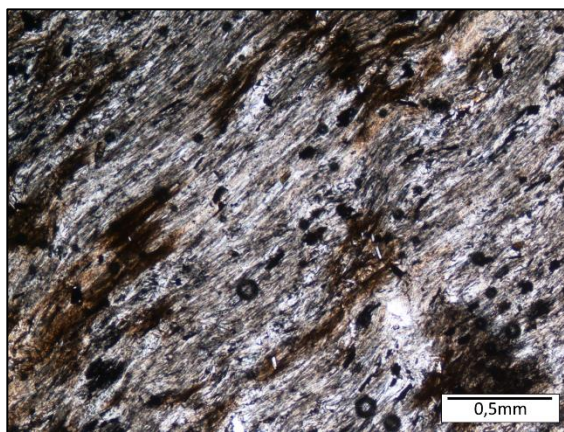


Figura IV.17. Aspeto geral dos metapelitos caradocianos / silúricos. A S_1 encontra-se ligeiramente crenulada. Nicóis paralelos. Amostra TCA 82b.

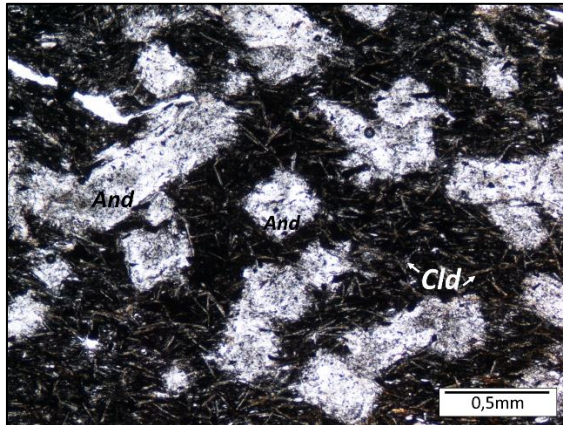


Figura IV.18. Metapelito com cristais de quiastolite e de cloritóide do metamorfismo de contacto dispostos aleatoriamente numa matriz muito rica em minerais opacos. Nicóis paralelos. Amostra TCA 73A.

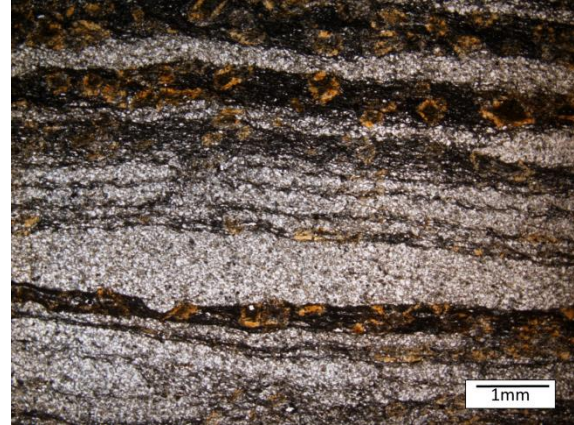


Figura IV.19. Alternância de metapelitos e metagrauvaques. Os porfiroblastos de quiastolite ocorrem nos níveis pelíticos. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20A.

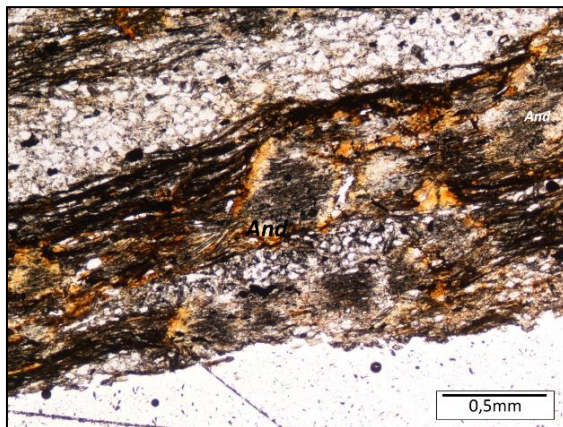


Figura IV.20. Porfiroblastos de andaluzite (quiastolite) pós-D₃. A S_i da andaluzite é igual à S_e=S₃. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20B.

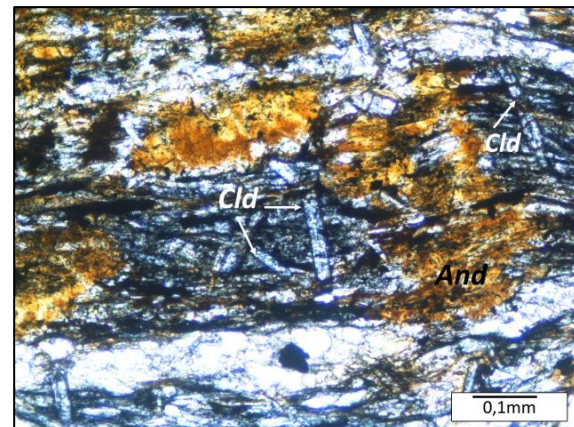


Figura IV.21. Cristais de andaluzite (alterada) e de cloritóide. Nicóis paralelos. Amostra. TCA 20B.

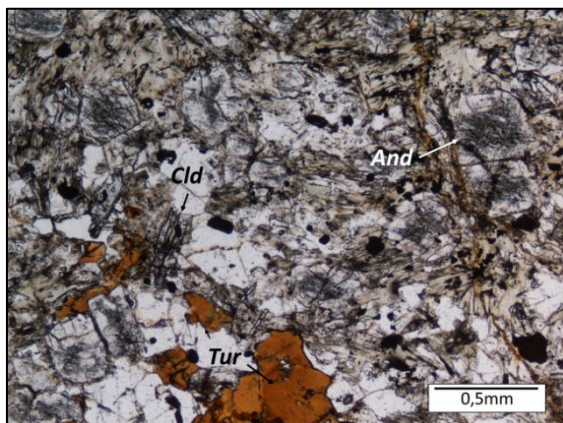
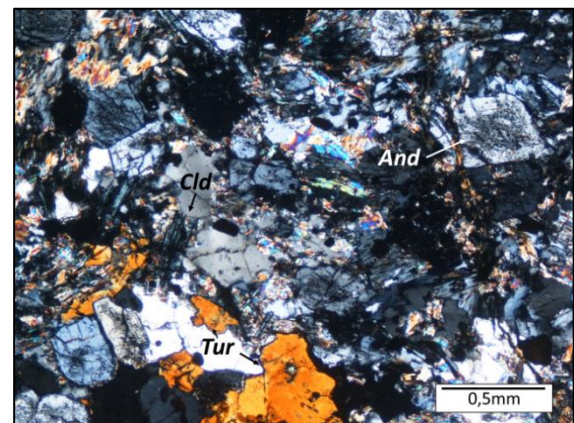


Figura IV.22. Corneana pelítica do Caradociano / Silúrico. Nicóis paralelos (esquerda) e nicóis cruzados (direita). Amostra TCA 37.



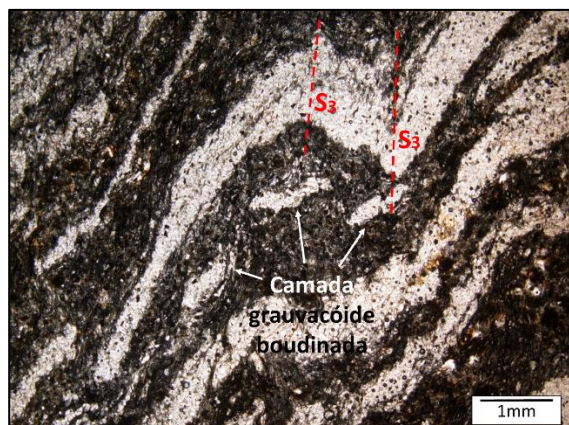


Figura IV.23. Microdobras D₃. No centro da imagem é possível ver uma camada grauvacóide boudinada. Nicóis paralelos. Amostra TCA 20C.

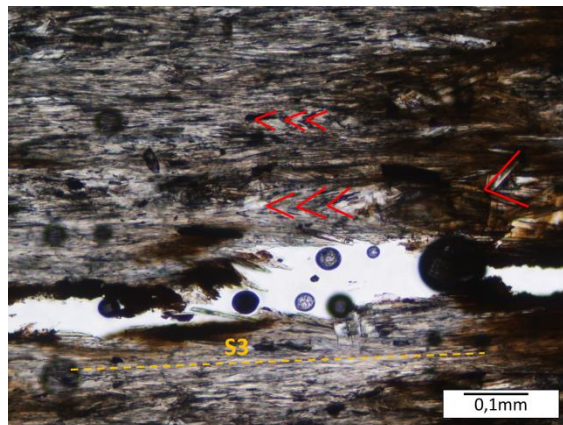


Figura IV.24. Xistosidade S₃ e arcos poligonais que mimetizam os vestígios da S₁. Amostra TCA 82A.

IV.4. O Carbonífero

As litologias pertencentes ao Carbonífero englobam conglomerados, grauvaques e pelitos com e sem clastos. Todas as litologias desta formação são afetadas apenas pela D₃ desenvolvendo uma xistosidade S₃. É a primeira e única foliação tectónica da matriz dos conglomerados, em contraste com os clastos, provenientes das formações mais antigas, onde se observam restos de xistosidades mais antigas.

O estudo petrográfico dos conglomerados incidiu nas amostras com maior quantidade de matriz e em aquelas em que a dimensão dos clastos é menor, de modo a permitir observar ao microscópio as relações entre os fragmentos detríticos e a matriz.

Os conglomerados possuem uma matriz grauvacóide com granularidade muito variável, podendo ser encontradas zonas com tendência pelítica (Fig. IV.25). É constituída por micas brancas, quartzo e opacos. Os clastos variam entre angulosos e subarredondados, são de natureza diversa e refletem as litologias das unidades litoestratigráficas da região, encontrando-se fragmentos de metagrauvaques, quartzitos e metapelitos, orientados segundo a xistosidade da matriz (Figs. IV.26 a IV.28).

Os pelitos carboníferos são compostos por micas brancas + quartzo + opacos (grafite?) (Fig. IV.29). São frequentes os clastos dispersos no seio da matriz pelítica, alongados, envolvidos pela xistosidade da rocha e com sombras de pressão (Figs. IV.30 e IV.31). Em alguns deles é visível uma foliação tectónica antiga, crenulada pela deformação D₃ que gerou a xistosidade da matriz das rochas (Fig. IV.32).

O metamorfismo de contacto afetou todos os litótipos do Carbonífero Superior e Nos pelitos e nos conglomerados ocorrem pequenos cristais de cloritóide e porfiroblastos de quistolite (Figs. IV.26, IV.33 IV.34). No geral, crescem estaticamente sobre a

xistosidade e as suas inclusões definem uma S_i paralela e em continuidade com a $S_e=S_3$ da matriz. São por isso interpretados como pós-cinmáticos em relação com a D_3 .

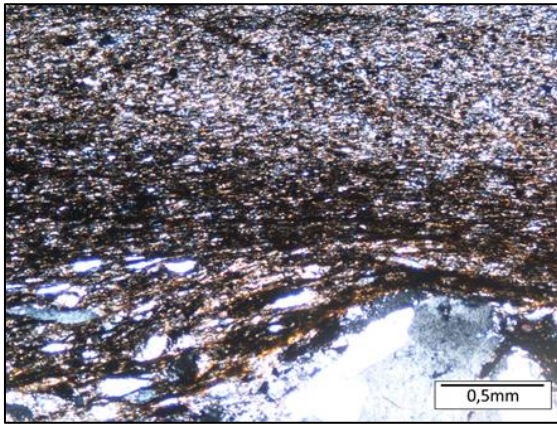


Figura IV.25. Aspeto geral da matriz dos conglomerados. Na parte inferior da imagem, um clasto de quartzo policristalino. Nicóis cruzados. Amostra TCA 77E.

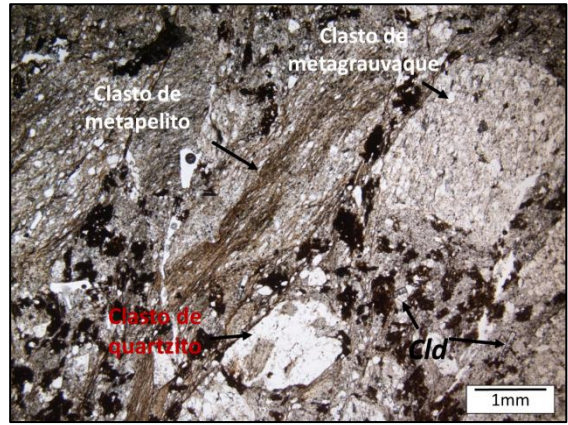


Figura IV.26. Vários tipos de clastos nos conglomerados do Carbonífero. Os cristais de cloritóide (Cld) são do metamorfismo de contacto. Nicóis paralelos. Amostra TCA 74B.

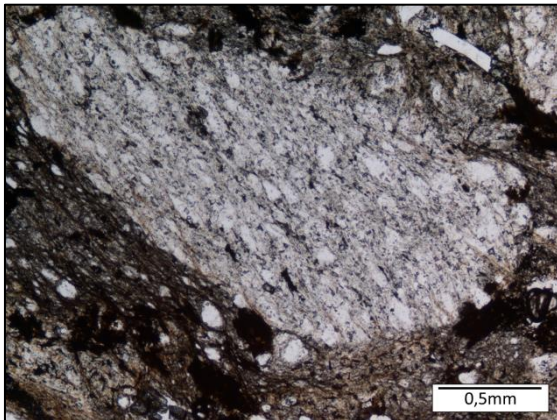


Figura IV.27. Clasto de metagrauwaque. Nicóis paralelos. Amostra TCA 74B.

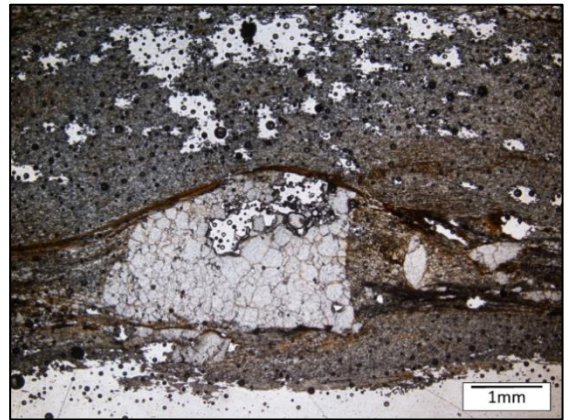


Figura IV. 28. Clasto de quartzito contornado pela xistosidade da matriz do conglomerado. Nicóis paralelos. Amostra 86B.

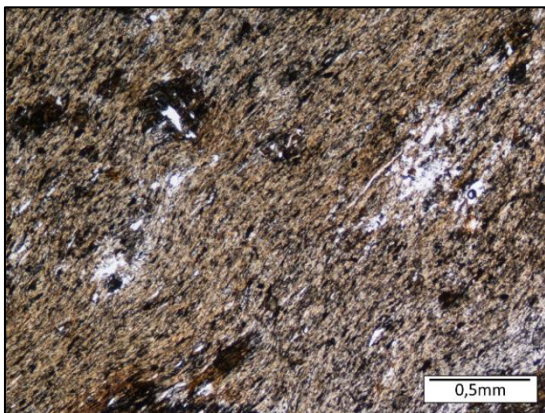


Figura IV.29. Aspeto dos metapelitos da formação carbonífera. Nicóis paralelos. Amostra TCA 86A.

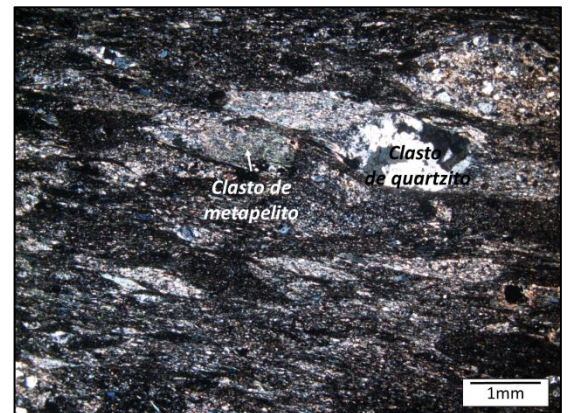


Figura IV.30. Metapelitos da formação carbonífera com clastos dispersos. Nicóis cruzados. Amostra TCA 77D.

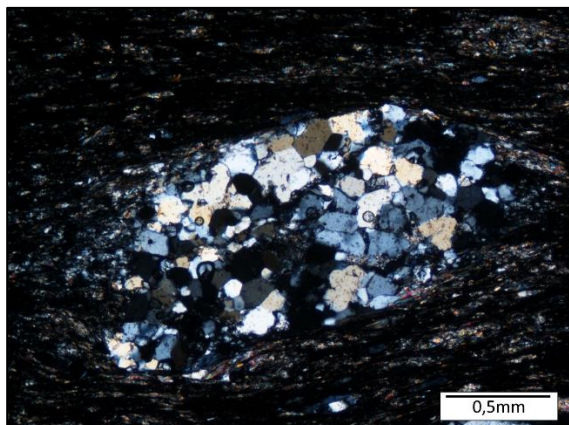


Figura IV.31. Clasto de quartzito no seio de pelito carbonífero. Nicóis cruzados. Amostra TCA 77D.

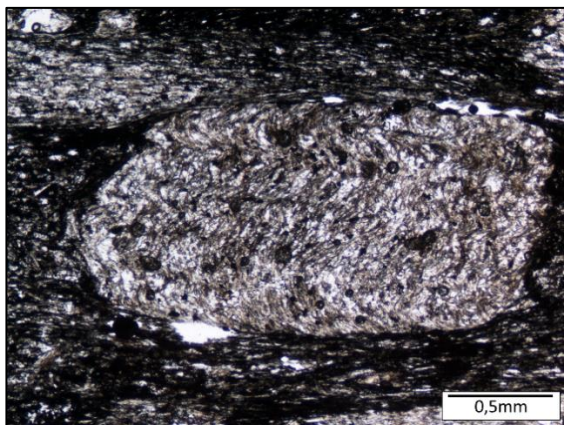


Figura IV.32. Clasto de metassedimento com uma xistosidade anterior à da matriz, crenulada pela D3. Nicóis paralelos. Amostra TCA 77D.

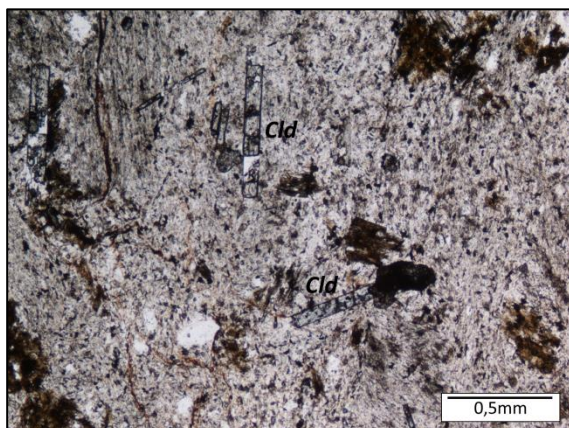


Figura IV.33. Cristais de cloritóide em conglomerado. Nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita). Amostra TCA 74B.

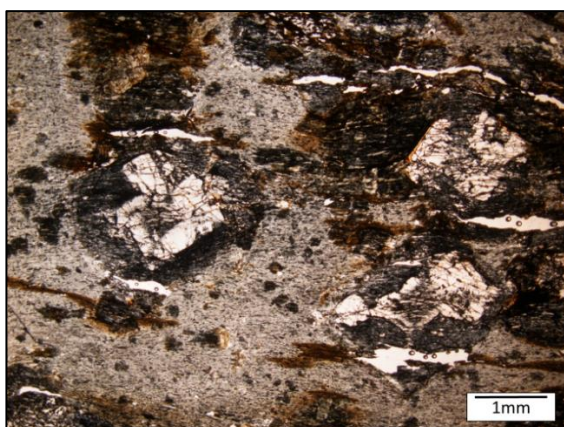
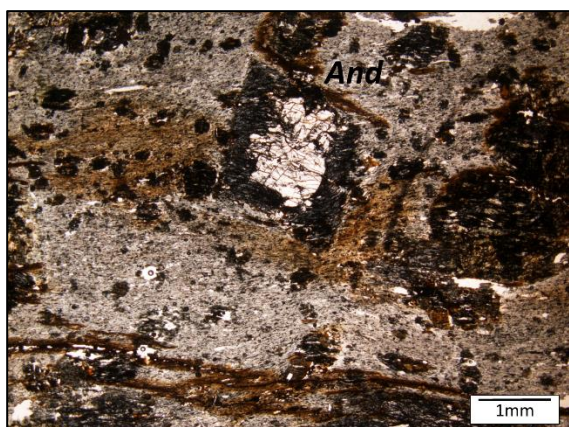
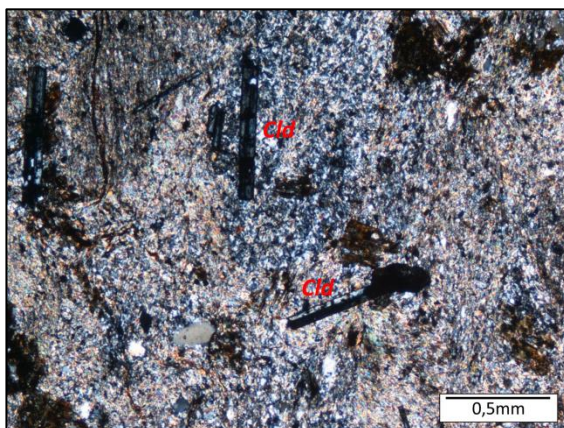


Figura IV.34. Dois aspetos das quiasolites do metamorfismo de contacto em pelitos do Carbonífero. Nicóis paralelos. Amostra TCA 86A

Capítulo V: Conclusões

Capítulo V: Conclusões

O estudo levado a cabo neste trabalho incidiu na terminação sudeste de uma importante estrutura da Zona Centro Ibérica, conhecida na literatura como Sinclinal de Porto-Sátão que se estende, ao longo de 120 km, desde Apúlia (norte do Porto) até Sátão (zona de Viseu).

Trata-se de uma estrutura com uma evolução complexa, desde a primeira fase de deformação varisca (D_1) até os eventos tectono-magmáticos mais tardios da orogenia. Com efeito:

- O sinclinal foi formado durante a primeira fase de deformação, em condições de baixo grau do metamorfismo regional, dando origem a uma dobra com orientação NW-SE e plano axial subvertical. O dobramento D_1 afectou todas as sequências pré-carboníferas.
- Durante a 3ª fase de deformação (D_3), a actuação do Cisalhamento de Douro-Beira não só parece ter controlado a formação de bacias onde se acumularam os sedimentos do Carbonífero Superior, como também os deformou intensamente aquando a inversão tectónica das falhas que limitavam as bacias. A deformação afectou também, em maior ou menor grau, as litologias mais antigas do sinclinal.
- A intrusão de corpos de granitóides tardi-pós D_3 provocou um metamorfismo de contacto nas rochas do sinclinal que coincide parcialmente no tempo com a deformação cisalhante do acidente de Douro-Beira (metamorfismo sin- D_3), prolongando-se para além desta, com a blastase de minerais pós-cinemáticos e formação de corneanas.
- Por fim, durante a fracturação tardi-varisca, falhas NE-SW a NS, cortaram transversalmente a macroestrutura.

No sector estudado, do ponto de vista estratigráfico, podem ser considerados os seguintes conjuntos:

- Os metassedimentos pré-ordovícos do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) que ocorrem a nordeste e sudoeste do Sinclinal Porto-Sátão;
- A sequência ordovícica, constituída de base para o topo por quartzitos de idade arenigiana, xistos negros do Lanvirniano e metapelitos e metagrauvaques de possível idade caradociana ou silúrica;

- Os sedimentos detríticos do Carbonífero Superior (Vestefaliano/Estefaniano), de fácies continental do tipo molasso.

Todos os materiais foram deformados durante a Orogenia Varisca. Contudo, apenas as unidades do CXG e as do Paleozóico Inferior foram afectadas pela 1ª fase (D_1) e, de modo heterogéneo, também pela Zona de Cisalhamento de Douro Beira durante a D_3 . Por isso, em muitos locais, estas rochas apresentam duas xistosidades (S_1 e S_3). Em contrapartida, as litologias de idade carbonífera, apenas foram afectadas pela D_3 , que provoca uma intensa deformação interna, gerando uma S_3 muito penetrativa, a única destas rochas.

Do ponto de vista estrutural, a geometria actual do Sinclinal de Porto-Sátão na sua terminação sudeste pode ser visualizada através do corte AB, apresentado no Capítulo III e que se reproduz, ampliado, na figura V.1.

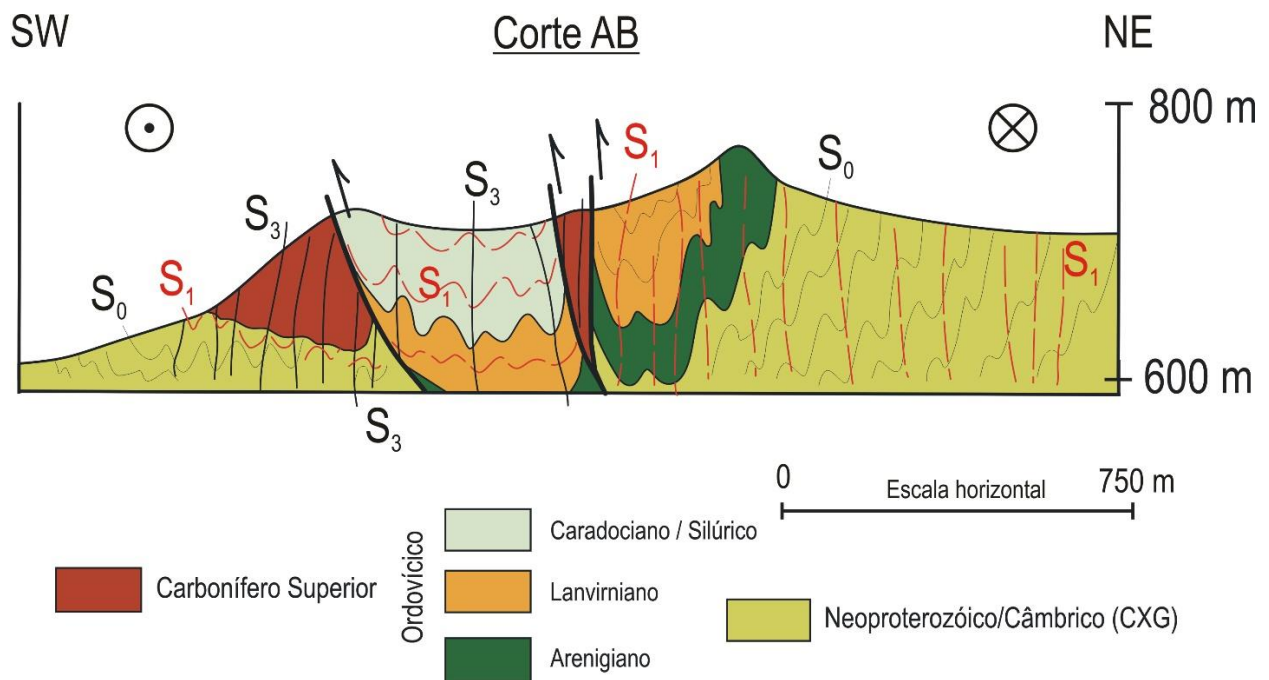


Figura V.1: Corte geológico transversal ao Sinclinal de Porto-Sátão mostrando a sua actual estrutura. Para a localização do corte ver a figura III.1.

O CXG e o flanco nordeste do sinclinal apresentam dobras de primeira fase com desenvolvimento da xistosidade S_1 . É este o flanco que está preservado, mais ou menos completo, em toda a macroestrutura.

Os contactos dos sedimentos do Carbonífero com as unidades do Paleozóico Inferior são sempre tectónicos, através de falhas inversas. Estes acidentes devem ter

também uma componente de transcorrência esquerda, como indicado por alguns indicadores cinemáticos encontrados no campo (e.g. Fig. III.20). A deformação dos sedimentos carboníferos gera neles uma foliação tectónica (S_3).

Na parte central da estrutura, as rochas do Caradociano / Silúrico apresentam numerosas dobras D_3 e a xistosidade S_3 está muito bem representada (Fig. III.28). Por isso, esta zona poderá corresponder a um sinforme de 3ª fase, limitado por falhas.

A sudoeste, os sedimentos detríticos do Carbonífero assentam através de uma discordância sobre as unidades do CXG (Figs. III.9 e III.10), faltando toda a sequência do Paleozóico Inferior. No Carbonífero está presente a S_3 . No CXG, a S_1 sofre uma rotação bastante brusca, em sentido anti-horário, coerente com a cinemática de transcorrência esquerda da ZCDB (Fig. III.8) e a S_3 pode transpor as anisotropias prévias. Por isso, no corte AB foi desenhada a S_3 a atravessar a discordância e a penetrar nos metassedimentos do CXG (Fig. V.1).

O estudo realizado permitiu propor algumas modificações à cartografia previamente publicada (Schermerhorn, 1956; Rodrigues, 1997), em particular para as litologias do Caradociano / Silúrico e do Carbonífero. O mapa apresentado (Fig. III.1A), embora se aproxime da cartografia do Schermerhorn, tem diferenças significativas quanto à extensão dos afloramentos carboníferos.

Bibliografia

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Lorenzo Alvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R. e Gil-Ibarguchi, J.I. (2002).** Variscan and pre-variscan tectonics. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds). *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, London, 155-183.
- Atherton, M.P., Atkin, B.P. & Naggar, M.H. (1974).** Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geologie en Mijnbouw*, 53, 189-192.
- Azevedo, M.R., Valle Aguado, B. (2013).** Origem e instalação de Granitóides Variscos na Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (eds.) - *Geologia de Portugal. Vol. I: Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Lisboa, Escolar Editora, 2013, 377-401 pp.
- Bernardo de Sousa, M. (1983).** Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-Ordovícicas da Zona Centro Ibérica. *Mem. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 95, 65-98.
- Carrington da Costa, J. (1950).** Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco de Nery Delgado. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 28 pp.
- Costa, M. (2011).** *Geoquímica dos granitóides de Aguiar da Beira, norte de Portugal*. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro. 346 pp.
- Couto, H. (1993).** *As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 436 pp
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussaman, J., (1992).** *Minerais Constituintes das Rochas 4ª edição*. Fundação Calouste Gulbenkian, ed., Addison Wesley Longman Limited, london.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1995).** The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246: 113-128.
- Dias, R., Ribeiro, A. (2013).** O Varisco do sector norte de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (eds.) - *Geologia de Portugal. Vol. I: Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Lisboa, Escolar Editora, 2013, 59-72 pp.
- Dias, R., Ribeiro, A., Coke, C., Pereira, E., Rodrigues, J., Castro, P., Moreira, N., Rebelo, J. (2013).** Evolução estrutural dos sectores setentrionais do Autóctone da Zona Centro-Ibérica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (eds.) - *Geologia de Portugal. Vol. I: Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Lisboa, Escolar Editora, 2013, 73-128 pp.

- Díez Balda, M.A., Vegas, R. & González Lodeiro, F. (1990).** Central Iberian Zone: Structure. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 172-188.
- Díez Fernández, R. & Pereira, M.F. (2016).** Extensional orogenic collapse captured by strike-slip tectonics: Constraints from structural geology and U-Pb geochronology of the Pinhel shear zone (Variscan orogen, Iberian Massif), *Tectonophysics*, 691, 290–310
- Domingos, L. C. F. G., Freire, J. L. S., Silva, F. Gomes, Gonçalves, F., Pereira, E. & Ribeiro, A. (1983).** The structure of the intramontane Upper Carboniferous basins. In: Sousa, M.J.L. & Oliveira, J.D. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa, 29: 187-194.
- Domingos, L. C. G., Freire, J. L. S., Silva, F. G., Gonçalves, F., Pereira, E., Ribeiro, A. (1983),** The Structure of the Intramontane Upper Carboniferous Basins in Portugal. *The Carboniferous of Portugal*, Mem. Serv. Geol. de Port., Lisboa, 29, 187-194 pp.
- Eagar, R.M.C. (1983).** The non-marine bivalve fauna of the Stephanian C of North Portugal. In: Sousa, M.J.L. & Oliveira J.T. (Eds.). In: Sousa, M.J.L. & Oliveira, J.D. (Eds.). *The Carboniferous of Portugal*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa, 29: 179-185.
- Fernandes, J.P., Pinto de Jesus, A., Teixeira, F. & Lemos de Sousa, M.J. (1997).** Primeiros Resultados Palinológicos na Bacia Carbonífera do Douro (NO de Portugal). In: A. Grandal d'Anglade, J. C. Gutiérrez-Marco y L. Santos Fidalgo (Eds.). *XIII Jornadas de Paleontología "Fósiles de Galicia" y V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana"*, A Coruña, Libro de Resúmenes y Excursiones, p.176-179. Soc. Esp. de Paleontología, Madrid.
- Ferreira, N., Iglesias Ponce de León, M., Noronha, F., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1987).** Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. & Rodriguez Alonso, M.D. (Eds.) *Geologia de los granitoides e rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Editorial Rueda, Madrid, 37-51.
- Fossen, H. (2010).** *Structural Geology*. Cambridge University Press. 463 pp.
- Gutiérrez Marco, J.C., San José, M.A. & Pieren, A.P. (1990).** Post-Cambrian palaeozoic stratigraphy. In: Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg: 160-171.
- Iglesias, M & Ribeiro, A. (1981).** La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) – Penalva do Castelo (Viseu): Un linéament ancien réactivé pendant l’orogénèse hercynienne?. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 67: 89-93.

- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. & Conde, L.N. (1974).** *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (E. 1:1000000)*. IGME, 113 pp.
- Lemos de Sousa, M.J. & Wagner, R.H. (1983).** General description of the terrestrial Carboniferous basins in Portugal and history of investigations. *In: Sousa, M.J.L. & Oliveira, J.D. (Eds.). The Carboniferous of Portugal. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa, 29: 117-126.*
- Lotze, F. (1956).** Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symp. Hans Stille, 129-139*
- Macedo, R. & Bernardo de Sousa, M. (1983).** Excursão geológica na região de Pinhel – Trancoso – Macieira. *In: Livro-guia das excursões a realizar em Portugal – VII Reunião sobre Geologia do Oeste Peninsular. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra: 4-26.*
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. & Bea, F. (2004).** Zona Centroibérica: Introducción. *In: Vera, J.A. (Ed). Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 68-69.*
- Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M.A., Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R.. & Vegas, R. (2004).** Estructura del Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: El acortamiento varisco inicial. *In: Vera, J.A. (Ed). Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 84-87.*
- Martínez, F.J. & Gil Ibarguchi, J.I. (1983).** El metamorfismo en el Macizo Ibérico. *In: Comba, J.A. (coord.), Livro Jubilar J.M. Rios: Geología de España. Tomo I. IGME, Madrid, 555-569.*
- Medeiros, A. Pereira, E. e Moreira, A. (1981).** Carta Geológica de Portugal 9-D (Penafiel), Escala 1:50000, *Serv. Geol. Portugal.*
- Nery Delgado, J.F. (1905).** Contribuições para o estudo dos terrenos paleozóicos. I- Precâmbrico e Archaico. II- Câmbrico. *Comum. Serv. Geol. Portugal, 6, 56-122.*
- Nery Delgado, J.F. (1908).** *Système Silurique du Portugal. Étude de Stratigraphie Paléontologique*, Lisbonne, Imprimerie de l'Académie Royale des Sciences.
- Oen, I.S. (1970).** Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero de España, 81: 271-298.*
- Oliveira, J., Pereira, E., Piçarra, J., Young, T., Romano, M. (1992).** O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. & Rábano, I. (eds.). Paleozóico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura, Badajoz, 359-375.*

- Pereira, E., Moreira, A., Gonçalves, S., Rodrigues, J, e Silva, A.F. (2006).** Carta Geológica de Portugal 13-D (Oliveira de Azeméis), Escala 1:50000. *Serv. Geol. Portugal*.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Meireles, C. (1993).** Cisalhamentos hercínicos e controlo das mineralizações Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica em Portugal. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña 18, 89-119
- Pinto de Jesus, A. (1987).** Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal): Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106: 209-217.
- Pinto de Jesus, A. (2001).** *Génese e Evolução da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal): Um Modelo*. Universidade do Porto. Tese de Doutoramento, 232 pp.
- Pinto de Jesus, A. (2003).** Evolução sedimentar e tectónica da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal). *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 28: 107-125
- Ribeiro, A. & Lemos de Sousa, M.J. (1986).** Investigação sobre a presença de Carbonífero no sector de Covas do Rio. *EDM – Empresa de Desenvolvimento Mineiro*, relatório inédito, 2 pp.
- Ribeiro, A. (2013).** A evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J. C. (eds.) - *Geologia de Portugal. Vol. I: Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Lisboa, Escolar Editora, 2013, 11-14 pp.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979).** *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. (1990).** Strucutre of the Northwest of the Iberian Peninsula. In: Dallmeyer, R.D., Martinez Garcia, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 220-236
- Ribeiro, A., Pereira, E., Rodrigues, J. (2006).** Paleozóico. In: Pereira, E. (coord.), *Carta Geológica de Portugal na escala 1:200000 – Notícia explicativa da Folha 2*, Lisboa, Serviços Geológicos de Portugal, 69-76.
- Robardet, C. & Gutiérrez Marco, J. C. (1990).** Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 383-395.
- Rodrigues, J. F. (1997).** *Estudo tectonossedimentar do extremo SE da zona de cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (região de Queiriga – Sátão, NE de Viseu)*.

Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia, 197 pp.

Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámez Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. & Vegas, R. (2004). Domínio del Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía. *In: Vera, J.A. (Ed). Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 78-81.

Rodríguez-Fernández, L. R. (2004): Mapa Geológico de España a escala 1:2.000.000. *En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid.*

Romano, M. & Diggens, J.N. (1974). The Stratigraphy and stucture of Ordovician and associated rocks around Valongo, North Portugal. *Comu. Serv. Geol. Portugal*, 57, 23-50

Romano, M. (1982). The Ordovician biostratigraphy of Portugal – A review with new data and reappraisal. *Journ. Geol.* 17: 89-110.

Romariz, C. (1969). Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular, *Comum. Serv. Geol. Portugal*, 53, 107-156.

San José, M.A., Pieren, A.P, García-Hidalgo, J.F., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R. & Perejón, A. (1990). Central Iberian Zone: Autochthonous sequences: Ante-Ordovician stratigraphy. *In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin Heidelberg, 147-159.

Schermerhorn, L. J. G., Sluijk, D., Ávila Martins, J., Peinador Fernandes, A. e Farinha Ramos, J. M. (1977). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, folha 14-C (Castro Daire), *Serviços Geológicos de Portugal*

Schermerhorn, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal*, 37, 617 pp.

Seilacher, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, v. 13, nº. 1-2, pp. 155-159.

Sharpe, D. (1834). On the strata in the immediate neighborhood of Lisbon and Oporto. *Proc. Roy. Soc, London*, 1: 394-396.

Sharpe, D. (1849). On the geology of neighborhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Vallongo. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 5 (1 Proceedings of the Geological Society): 142-153.

- Sousa, B. (2013).** *As rochas metamórficas da região de Sátão (Zona Centro-Ibérica)*. Dissertação de Mestrado, Universidade de Aveiro, 74 p.
- Sousa, B., Valle Aguado, B., Azevedo, M. R. (2014).** As rochas metamórficas da região de Sátão (Zona Centro-Ibérica). *Com. Geológicas* 101, Volume Especial I, 221-224.
- Teixeira, C. (revisão), Paula Santos, J. S., Teixeira Lopes, J. V. e Correia Pereira, V. M. (1972).** Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, folha 14-D (Aguiar da Beira), *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Teixeira, C., Neiva, J.M.C. & Cerveira, A. (1942).** Esboço geológico da região de Queiriga (Vizeu), *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, I (3), Porto: 179-191.
- Valle Aguado, B. (1992).** *Geología estructural de la Zona de Cizalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis – Serra da Arada (Norte de Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Salamanca, 254 pp.
- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R. (1993).** Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal). *Comun. Inst. Geol. Mineiro Portugal*, 79: 41-61.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Nolan, J. & Martinez Catalán, J.R. (2007).** Extensão varisca D2 na cintura metamórfica de Porto-Viseu: dados geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar. *Abstract Book of XV Semana de Geoquímica e VI Congresso Ibérico de Geoquímica*, Vila Real, 106, 166-169.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R. & Nolan, J. (2005).** U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169-184.
- Valle Aguado, B., Martínez Catalán, J.R. & Azevedo, M.R. (2000).** Structure of the western termination of the Juzbado – Penalva do Castelo Shear Zone (Western Iberian Massif). In: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basament Tectonics 15*, A Coruña, Spain, Program and Abstracts: 287-291.
- Vera, J.A., Ancochea, E., Barnolas, A., Bea, F., Calvo, J.P., Civis, J., De Vicente, G., Fernández-Gianotti, J., García-Cortés, A., Pérez-Estaún, A., Pujalte, V., Rodríguez-Fernández, L.R., Sopeña, A. & Tejero, R. (2004).** Introducción. In: Vera, J.A. (Ed). *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 3-17.

Wagner, R.H. & Lemos de Sousa, M.J. (1983). The Carboniferous megafloras of Portugal – a revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. *In*: Sousa, M.J.L. & Oliveira, J.D. (Eds.). The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 29: 127-152.

Anexos

Anexo I:

Tabelas de correlação entre unidades cronoestratigráficas do Ordovícico e do Carbonífero


ORDOVICIAN CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
International Subcommission on Ordovician Stratigraphy																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
GLOBAL		UNITED KINGDOM		NORTH AMERICA		BALTO SCANDIA		AUSTRALIA		CHINA		SIBERIA		MEDITERRANEAN & N.GONDWANA		Stage Slices (SS)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
SYSTEM	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	SERIES	STAGE	STAGE	STAGE																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
ORDOVICIAN	UPPER ORDOVICIAN	HIRNANTIAN	ASHGILL	HIRNANTIAN	CINCINNATIAN	GAMACHIAN	HARJU	PORKUNI	BOLINDIAN	UPPER	UPPER	HIRNANTIAN	UPPER	Not distinguished	HIRNANTIAN (=KOSOVIAN)	Hi2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
				RAWTHEYAN CAUTLEYAN PUSGILLIAN		RICHMONTIAN		PIRGU				CHIENTANGKIAN		BURIAN NIRUNDIAN DOLBORIAN	KRALODVORIAN	Hi1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
		STREFFORDIAN CHENEYAN	CARADOC	BURRELLIAN	MAYSVILLIAN EDENIAN	CHATFIELDIAN	VORMSI NADALA KARVERE OANDU KELA	EASTONIAN	NEICHIASHANIAN	BAKSAN	CHERTOVSKIAN	BEROUNIAN	DOBROTVIAN	Ka4																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
				AURELUCIAN	TURINIAN	KUKRUSE	GISBORNIAN	CHERTOVSKIAN	Sa2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
	MIDDLE ORDOVICIAN	LLANDEILIAN	ABEREIDIAN	WHITEROCKIAN	CHAZYAN	VIRU	UHAKE LASNAMAGI ASERI KUNDA	MIDDLE	DARRIWILIAN	MIDDLE	DARRIWILIAN	MIDDLE	KIRENSKO-KUDRINIAN VOLGINIAN MUKTEIAN VIKHOREVIAN	ORETANIAN	ORETANIAN	U																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														
					FENNIAN		VOLKHOV		YAPEENIAN		DAPINGIAN		KIMAIAN	ARENIGIAN	Dw3																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
		WHITLANDIAN	ARENIG	RANGERIAN	OELAND	BILLINGEN	LOWER	CHEWTONIAN BENDIGONIAN	LOWER	FLOIAN	LOWER	UGORIAN	NYAIAAN	TREMADOCIAN	Dw2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
				MORIDUNIAN		HUNNEBERG		LANCEFIELDIAN		TREMADOCIAN		Tr1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
	LOWER ORDOVICIAN	FLOIAN	TREMADOCIAN	IBEXIAN	TULEAN	VARANGU	PAKERORT	LANCEFIELDIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
					MIGNEINTIAN		PAKERORT											TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN	TREMADOCIAN

Fig. 1. Chart showing proposed correlation between the new global series and stages and regional chronostratigraphic units recognized in major outcrop areas of Ordovician rocks. Also shown are the stratigraphic positions of the stage slices (SS) defined in the present study. The Siberian and Iberian columns were compiled by Andrei Dronov and Juan Carlos Gutiérrez-Marco, respectively. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) boxes in the North American column refer to the base of the Ordovician System and the base of the Katian Stage, respectively; those in the Baltoscandian column to the bases of the Floian and Sandbian Stages, respectively; and those in the Chinese column to the bases of the Dapingian, Darriwilian, and Hirnantian Stages, respectively.

Figura AI.1. Tabela cronoestratigráfica do Ordovícico. Retirado de Bergström *et al.*, 2009.

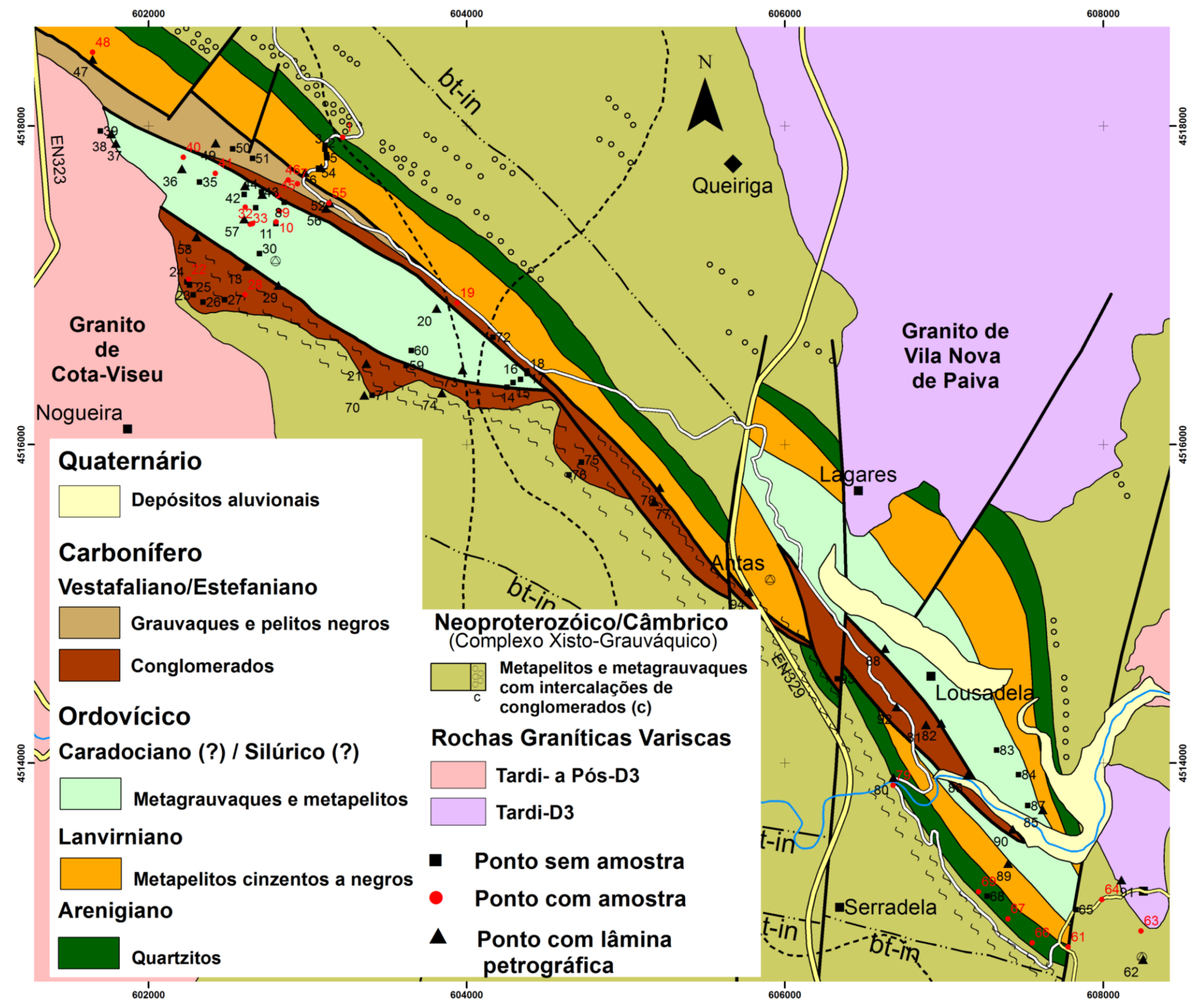
Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J.C. & Dronov, A. (2009). The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42: 97-107. doi:10.1111/j.1502-3931.2008.00136.x

Carboniferous Regional Subdivisions											
AGE (Ma)	Epoch/Stage		Russia		Western Europe		North America		China		
	299.0	Permian									
300	Late Penn.	Gzhelian	Orenburgian	Melekhovian	Rottliegend	Autunian		Virgilian	Mapiingian	Zisongian	
				Noginskian							
				Pavlovoposadian							
				Rusavkinian							
303.4	Kasimovian	Kasimovian	Dorogomilovian	Stephanian	(A) Barruelian		Missourian		Xiaoyaoan		
			Khamovnikian								
			Krevyakinian								
			Myachkovian								
307.2	Moscovian	Moscovian	Podolskian	Westphalian	(D) Asturian		Desmoinesian		Dalaan		
			Kashirian								
			Vereian								
			Melekessian								
310	Bashkirian	Bashkirian	Cheremshankian	Silesian	(B) Duckmantian		Atokan				
			Prikamian								
			Severokeltmenian								
			Krasnopolyanian								
315	Bashkirian	Bashkirian	Voznesenian		(A) Langsettian		Morrowan		Huashibanian		
			Yeadonian								
			Marsdenian								
			Kinderscoutian								
318.1	Late Miss.	Serpukhovian	Serpukhovian	Namurian	Arnsbergian		Chesterian		Dewuan		
										Protvian	
										Steshevian	
										Tarusian	
320	Visean	Visean	Venevian	Dinantian	Visean	Warnantian	Asbian	Brigantian		Shangsian	
			Mikhailovian								
			Aleksinian								
			Tulian								
325	Visean	Visean	Tulian		Livian	Holkerian		Meramecian		Jiusian	
			Bobrikian								
			Radaevkian								
328.3	Early Mississippian	Tournaisian	Kosvian		Ivorian			Osagean		Tangbagouan	
			Kizelian								
			Cherepetian								
			Karakubian								
330	Visean	Visean	Upian		Hastarian			Kinderhookian			
			Malevkian								
			Gumerovian								
335	Middle Mississippian	Visean	Venevian		Visean	Warnantian	Asbian	Brigantian		Shangsian	
			Mikhailovian								
			Aleksinian								
			Tulian								
340	Middle Mississippian	Visean	Tulian		Livian	Holkerian		Meramecian		Jiusian	
			Bobrikian								
			Radaevkian								
345.3	Early Mississippian	Tournaisian	Kosvian		Ivorian			Osagean		Tangbagouan	
			Kizelian								
			Cherepetian								
			Karakubian								
350	Tournaisian	Tournaisian	Upian		Hastarian			Kinderhookian			
			Malevkian								
			Gumerovian								
355	Devonian							Chautauquan		Gelaohuan	
360											

Figura A1.2. Tabela cronoestratigráfica do Carbonífero. Retirado de Heckel e Clayton, 2006.

Heckel, P.H. & Clayton, G. (2006). The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. *Geologica Acta*, 4: 403-407.

Anexo II: Mapa geológico com a localização dos pontos visitados.



Anexo III: Coordenadas (WGS84) dos pontos visitados.

Pontos	X	Y	Unidade
TCA1	603221	4517928	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA2	603110	4517879	Arenigiano
TCA3	603109	4517853	Lanvirniano
TCA4	603120	4517818	Lanvirniano
TCA5	603123	4517799	Lanvirniano
TCA6	603086	4517737	Lanvirniano
TCA7	602937	4517636	Carbonífero
TCA8	602853	4517519	Caradociano/Silúrico
TCA9	602824	4517464	Caradociano/Silúrico
TCA10	602802	4517397	Caradociano/Silúrico
TCA11	602801	4517386	Caradociano/Silúrico
TCA12	602609	4517488	Caradociano/Silúrico
TCA13	602618	4517117	Carbonífero
TCA14	604253	4516358	Carbonífero
TCA15	604291	4516388	Caradociano/Silúrico
TCA16	604339	4516408	Caradociano/Silúrico
TCA17	604381	4516443	Caradociano/Silúrico
TCA18	604379	4516459	Carbonífero
TCA19	603940	4516888	Carbonífero
TCA20	603811	4516852	Caradociano/Silúrico
TCA21	603371	4516507	Carbonífero
TCA22	602253	4517036	Carbonífero
TCA23	602258	4517000	Carbonífero
TCA24	602242	4517019	Carbonífero
TCA25	602282	4516939	Carbonífero
TCA26	602343	4516893	Carbonífero
TCA27	602479	4516908	Carbonífero
TCA28	602607	4516940	Carbonífero
TCA29	602817	4516998	Carbonífero
TCA30	602697	4517198	Caradociano/Silúrico
TCA31	602675	4517485	Caradociano/Silúrico
TCA32	602654	4517385	Caradociano/Silúrico
TCA33	602639	4517382	Caradociano/Silúrico

Pontos	X	Y	Unidade
TCA34	602602	4517569	Caradociano/Silúrico
TCA35	602322	4517647	Caradociano/Silúrico
TCA36	602211	4517729	Caradociano/Silúrico
TCA37	601796	4517890	Caradociano/Silúrico
TCA38	601767	4517948	Caradociano/Silúrico
TCA39	601699	4517967	Granito Cota-Viseu
TCA40	602219	4517802	Caradociano/Silúrico
TCA41	602421	4517701	Caradociano/Silúrico
TCA42	602607	4517623	Caradociano/Silúrico
TCA43	602710	4517584	Caradociano/Silúrico
TCA44	602716	4517569	Caradociano/Silúrico
TCA45	602813	4517562	Carbonífero
TCA46	602879	4517660	Carbonífero
TCA47	601650	4518417	Lanvirniano
TCA48	601650	4518461	Lanvirniano
TCA49	602423	4517891	Carbonífero
TCA50	602530	4517855	Carbonífero
TCA51	602654	4517795	Carbonífero
TCA52	603141	4517514	Carbonífero
TCA53	602984	4517707	Lanvirniano
TCA54	603069	4517734	Lanvirniano
TCA55	603135	4517515	Carbonífero
TCA56	603117	4517482	Carbonífero
TCA57	602601	4517414	Caradociano/Silúrico
TCA58	602303	4517302	Carbonífero
TCA59	603620	4516494	Carbonífero
TCA60	603652	4516589	Caradociano/Silúrico
TCA61	607780	4512845	Arenigiano
TCA62	608251	4512766	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA63	608238	4512945	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA64	607992	4513143	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA65	607828	4513079	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA66	607553	4512871	Arenigiano
TCA67	607401	4513021	Arenigiano
TCA68	607270	4513164	Arenigiano
TCA69	607217	4513192	Arenigiano
TCA70	603358	4516309	Neoproterozóico/Câmbrico

Pontos	X	Y	Unidade
TCA71	603407	4516309	Carbonífero
TCA72	604165	4516672	Carbonífero
TCA73	603974	4516467	Caradociano/Silúrico
TCA74	603844	4516323	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA74.5	603860	4516347	Carbonífero
TCA75	604721	4515888	Carbonífero
TCA76	604643	4515808	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA77	605179	4515640	Carbonífero
TCA78	605214	4515728	Lanvirniano
TCA79	606680	4513859	Neoproterozóico/Câmbrico
TCA80	606682	4513908	Arenigiano
TCA81	606887	4514239	Carbonífero
TCA82	606982	4514249	Caradociano/Silúrico
TCA83	607331	4514080	Caradociano/Silúrico
TCA84	607469	4513927	Caradociano/Silúrico
TCA85	607621	4513705	Lanvirniano
TCA86	607147	4513922	Carbonífero
TCA87	607527	4513732	Caradociano/Silúrico
TCA88	606629	4514718	Caradociano/Silúrico
TCA89	607403	4513368	Lanvirniano
TCA 89,5	607398	4513444	Caradociano/Silúrico
TCA90	607432	4513584	Carbonífero
TCA91	608115	4513266	Granito de Fontainhas
TCA92	606702	4514353	Carbonífero
TCA93	606329	4514528	Carbonífero
TCA94	605775	4515074	Lanvirniano

